CUPRINS

I. INTRODUCERE
1. GEOLOGIA CA ŞTIINŢĂ
1.1. Definiţie, obiective, discipline geologice
1.2. Relaţiile geologiei cu alte ştiinţe
1.3. Repere în istoria geologiei
2. METODE ŞI PRINCIPII DE LUCRU ÎN GEOLOGIE
2.1. Metode de cercetare inductive
2.1.1. Metode directe
2.1.2. Cercetări de laborator
2.1.3. Metode indirecte
2.2. Metode de cercetare deductive
II. TIMPUL GEOLOGIC
III. STRUCTURA GLOBULUI TERESTRU
3.1. Surse de informaţii
3.2. Structura internă. Noţiunile de litosferă şi scoarţă terestră
3.3. Proprietăţile fizice ale Globului
3.3.1. Gravitaţia
3.3.2. Densitatea
3.3.3. Presiunea
3.3.4. Energia calorică
3.3.5. Radioactivitatea
3.3.6. Magnetismul şi paleomagnetismul
3.3.7. Electricitatea
3.3.8. Seismicitatea
IV. ALCĂTUIREA CHIMICĂ ŞI MINERALOGICĂ A SCOARŢEI TERESTRE
4.1. Compoziţia chimică a scoarţei terestre
4.2. Mineralele scoarţei terestre
4.2.1. Noţiuni de cristalografie
4.2.2. Proprietăţile fizice ale mineralelor
4.2.3. Denumirea mineralelor
4.2.4. Clasificarea mineralelor
4.2.5. Anexa I – Descrierea unor minerale
V. NOŢIUNI DE PETROLOGIE
5.1. Procese şi roci magmatice
5.2. Procese şi roci sedimentare
5.3. Procese şi roci metamorfice
VI. ELEMENTE DE GEOTECTONICĂ ŞI GEOLOGIE STRUCTURALĂ
VII. ELEMENTE DE TECTONICĂ GLOBALĂ
VIII. ELEMENTE DE PALEONTOLOGIE ŞI STRATIGRAFIE
IX. ELEMENTE DE GEOLOGIE ISTORICĂ

BIBLIOGRAFIE

1. APOSTOLESCU RODICA (1982) - *Cristalografie și mineralogie*. Ed. Did. și Ped., București.
2. AIRINEI ŞT. (1977) – *Geofizica pentru geologi*. Editura Tehnică, Bucureşti.
3. AIRINEI ŞT. (1979) – *Teritoriul României şi tectonica plăcilor*. Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
4. AIRINEI ŞT. (1982) – *Pământul ca planetă*. Editura Albatros, Bucureşti.
5. ANDRONE DELIA ANNE-MARIE (2002) – *Géologie générale*. Editura Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi.
6. ANDRONE DELIA ANNE-MARIE (2008) – *Geologie generală. Vol. I, Mineralogie*. Editura Tehnopress, Iaşi.
7. ATANASIU N., MUTIHAC V., GRIGORESCU D., POPESCU GH. (1998) – *Dicţionar de geologie*. Editura Didactică şi Pedagogică, R.A., Bucureşti.
8. ATANASIU N. (1988) – *Petrologie sedimentară*. Editura Tehnică, Bucureşti.
9. BĂNCILĂ I., FLOREA M., FOTĂ M., LAZĂR L. F., MOCANU GH., GEORGESCU M., MOLDOVEANU T., MUNTEANU A., PRIVIGHETORIŢĂ C., VĂDUVA C., ZAMFIRESCU F. (1980, 1981) – *Geologie inginerească*, *vol. I, II*. Editura Tehnică, Bucureşti.
10. BLEAHU M. (1982) – *Relieful carstic*. Editura Albatros, Bucureşti.
11. BLEAHU M. (1983, 1989) – *Tectonica globală*, *vol. I, II*. Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
12. CÂRCIUMARU M. (1996) - *Paleobotanica*, Ed. Glasul Bucovinei, Helios, Iaşi.
13. DAVIES P. (1994) – *Ultimele trei minute ale Universului. Ipoteze privind soarta finală a Universului*. Editura Humanitas, Bucureşti.
14. DERCOURT J., PAQUET J. (1990) – *Géologie: objectif et méthodes*. Dunod, Bordas, Paris.
15. DRĂGAN L. C., AIRINEI ŞT. (1993) - *Geoclima şi istoria*. Editura Europa Nova, Bucureşti.
16. EINSELE G. (1992) – *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin.
17. ELMI S., BABIN C. (2002) – *Histoire de la Terre*. Dunod, Paris.
18. FILIPESCU S. (2002) – *Stratigrafie*. Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj.
19. GIUȘCĂ D. (1986) - *Structura atomică a mineralelor*. Ed. Tehnică, București.
20. GRASU C. (1977) – *Geologie structurală*. Editura Tehnică, Bucureşti.
21. GRIDAN T., ŢICLEANU N. (2006) – *Încălzire globală sau glaciaţiune*. Editura Didactică şi Pedagogică, R.A., Bucureşti.
22. IANOVICI V., ŞTIOPOL VICTORIA, CONSTANTINESCU E. (1979) – *Mineralogie*. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
23. LUNDGREN W. L. (1999) - *Enviromental Geology*, Printce Hall, New Jersey.
24. MONTGOMERY W. CARLA (1992) - *Enviromental Geology*, Wm. C. Brown Publishers.
25. LĂZĂRESCU V. (1980) – *Geologie fizică*. Editura Tehnică, Bucureşti.
26. LEAKEY R. (1995) – *Originea omului*. Editura Humanitas, Bucureşti.
27. MIYASHIRO A. (1994) – *Metamorphic petrology*. UCL Press, London.
28. MUTIHAC V., FECHET ROXANA (2003) – *Geologie*. Editura tehnică, Bucureşti.
29. OLARU L., IONESI V., ȚABĂRĂ D. (2004) - Geologie fizică. Ed. Univ. "Al. I. Cuza" Iași.
30. PAVELESCU L. (1976) – *Petrologia rocilor eruptive şi metamorfice, ed. III*. Tipografia Universităţii din Bucureşti.
31. PAQUET J. (2000) - *Géologie*. Dunod, Paris.
32. RĂDULESCU D. (1981) – *Petrologie magmatică şi metamorfică*. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
33. SAULEA E. (1967) – *Geologie istorică*. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
34. STRAHLER A. N. (1973) – *Geografie fizică*. Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
35. ŢICLEANU N., PAULIUC S. (2003) – *Geologie generală*. Editura Universitară, Bucureşti.

36. TĂTĂRÂM NIŢA (1984, 1988) – *Geologie stratigrafică şi paleogeografie*, *vol. I, II*. Editura Tehnică, Bucureşti.

1. http://www.scotese.com
2. http://www.palaeos.com
3. http://www.stratigraphy.org
4. www.geosociety.org - Geological Society of America
5. www.britannica.com encyclopaedia britanica
6. http://jan.ucc.nau.edu
7. http://www.usgs.gov
8. http://geohazards.cr.usgs.gov
9. http://www.naturalhazards.org
10. http://landslides.usgs.gov
11. http://www.palass.org
12. http://www.sepmstrata.org
13. http://oprean.xhost.ro/anorganica
14. http://www.ptable.com
15. Elsevier - Encyclopedia Geology, Volume I-IV
16. doru.juravle.com/cursuri 2009-2010

I. INTRODUCERE

1. GEOLOGIA CA ŞTIINŢĂ

1.1. Definiţie, obiective, discipline geologice

Geologia este ştiinţa Pământului, *care studiază mineralele, rocile, fosilele, structurile tectonice şi procesele geodinamice care le-au generat, stratigrafia diferitelor regiuni, procesele care au generat resursele minerale şi energetice litosferice, şi, nu în ultimul, rând originea şi istoria Pământului,*

Termenul „generală” din titulatura disciplinei sugerează dificultatea întocmirii şi parcurgerii unui astfel de material. Cursul constituie de fapt o atenţionare asupra problematici unui domeniu de studiu foarte vast şi important din eşafodajul ***Ştiinţei Pământului*** şi anume ***Geologia.*** Materialul de faţă are o structură inspirată din cursurile de geologie generală N. Ţicleanu şi S. Pauliuc (2003), Delia Anne-Marie Androne (2002), D. Grigorescu et al. (1998) şi Lăzărescu (1984) şi o serie de materiale prezentate de Bleahu (1984, 1989), Pauliuc şi Dinu (1985), Grasu(1984, 1997), Anastasiu (1988), Rădulescu (1981), etc.

Termenul de „geologie” a fost utilizat pentru prima dată în anul 1475 de episcopul francez *Richard de Bury* în lucrarea „*Phylobiblion”* şi se referea la ştiinţele pământeşti în opoziţie cu „*teologia”* sau ştiinţa despre cele cereşti, despre divinitate. Etimologia cuvântului geologie derivă din cuvintele greceşti *Ge = Pământ* şi *logos = ştiinţă.*

Geologia face parte din ramura *Ştiinţe ale Naturii* şi are ca obiect de studiu Pământul ca întreg, în dinamica sa, din momentul ocupării locului pe orbită şi solidificarea primei cruste la suprafaţă, până în prezent. În acest sens este considerată şi scurgerea timpului geologic, momentul 0 (= 4,6 mld. ani în trecut) în scara geocronologică coincizând cu „momentul” formării primei cruste terestre în procesul de răcire a planetei.

Obiectivele principale ale geologiei sunt: cunoaşterea originii, structurii, compoziţiei şi istoriei Glogului terestru. În acest scop este necesară studierea compoziţiei chimice, a alcătuirii mineralogo-petrografice şi a structurii corpurilor geologice, a raporturilor dintre acestea, a dinamicii interne a Pământului şi a forţelor geodinamice care produc modificări la nivelul crustei terestre, a distribuţiei concentrărilor de substanţe minerale utile în scoarţă, a apariţei vieţii şi evoluţiei acesteia. De asemenea datele de cunoaştere din diferite subdomenii ale geologiei (geologia structurală, paleontologia, geochimia, stratigrafia, etc.) permit reconstituirea evoluţiei paleogeografice, condiţiilor paleoecologice şi paleomediale ale Globului şi fundamentarea prognozelor în aceste direcţii.

Complexitatea alcătuirii şi structurii Pământului şi a proceselor determinate de dinamica internă a acestuia, a condus la diversificarea disciplinelor de factură geologică şi uneori dezvoltarea lor într-o aşa manieră, încât au căpătat statut de ştiinţe de sine stătătoare. Dintre principalele subdomenii de studiu ale geologiei amintim:

Cristalografia – studiază aspectul şi structura internă a cristalelor, forma cea mai frecventă de prezentare a mineralelor în natură;

Mineralogia – se ocupă cu descrierea, stabilirea compoziţiei chimice, clasificarea şi formarea mineralelor;

Petrologia (= Litologia) – are ca obiective stabilirea alcătuirii mineralogice, descrierea, clasificarea şi geneza rocilor;

Sedimentologia – se ocupă cu cercetarea mediilor actuale şi paleomediilor depoziţionale, stabilind tipurile de sedimente acumulate în funcţie de ariile sursă, condiţiile de transport şi caracteristicele morfologice şi batimetrice ale bazinelor de sedimentare;

Geochimia – urmăreşte criteriile de distribuţie şi de migrare ale elementelor chimice în scoarţa terestră;

Geologia structurală şi tectonica – au în vedere studiul formelor de zăcământ şi structura internă a volumelor de roci, raporturile dintre ele şi structurile disjunctive şi plicative rezultate în urma eforturilor tectonice;

Paleontologia – se ocupă cu studiul resturilor fosile ale organismelor vegetale (*paleobotanica*) şi animale (*paleozoologia*) din trecutul geologic al Pământului şi cu reconstituirea condiţiilor de mediu în care au trăit acestea (*paleoecologia*);

Stratigrafia şi geologia istorică – stabilesc reperele cronologice ale evoluţiei vieţii, ale desfăşurării proceselor geologice şi gruparea stratelor de roci în secvenţe stratigrafice, stabilirea vârstei acestora şi corelarea lor în plan regional;

Geofizica – studiază prin metode fizice cantitative structura, compoziţia şi dezvoltarea Pământului în ansamblul său, de la nucleul intern până în spaţiul extraterestru. Pentru atingerea obiectivelor foloseşte informatii din domeniile *seismologiei, gravimetriei, magnetometriei, electrometriei, fizica atmosferei, tectonofizicii*;

Hidrogeologia – studiază compoziţia chimică, geneza şi forma de zăcământ a apelor subterane;

Geologia economică şi geologia zăcămintelor (Gitologia) – se ocupă cu identificarea, descrierea, clasificarea şi stabilirea criteriilor de distribuţie spaţială a zăcămintelor de substanţe minerale utile, calculul rezervelor şi stabilirea modului de valorificare a acestora;

Geologia inginerească şi geotehnica – analizează caracteristicele fizico-mecanice, mineralogice şi petrografice ale terenurilor în vederea amplasării diferitelor constucţii edilitare, industriale, hidroenergetice, sisteme de irigaţii, etc.;

Paleogeografia – reconstituie raporturile dintre continente şi bazine marin-oceanice de-a lungul timpului geologic şi morfologia acestora;

Geologia ambientală (geologia mediului) – este un subdomeniu relativ recent care urmăreşte ariile de risc geologic şi creionarea măsurilor de limitare a consecinţelor acestora.

Geologia nu studiază starea actuală şi fenomenele care au loc în atmosferă, hidrosferă şi biosferă, acestea făcând obiectul de studiu al geografieie şi respective al biologiei, însă oferă date pentru evoluţia acestora în timpul geologic.

1.2. Relaţiile geologiei cu alte ştiinţe

Geologia nu poate răspunde singură la problemele privind compoziţia, structura şi evoluţia Pământului, motiv pentru care este nevoită să apeleze la metode şi cunoştinţe specifice altor ştiinţe precum: chimia, fizica, geografia, biologia şi astronomia. Din interferenţa acestor ştiinţe cu subdomeniile geologiei rezultă discipline de graniţă precum geochimia, geofizica, geomorfologia, paleobiologia, paleoecologia, etc.

1.3. Repere în istoria dezvoltării geologiei

Începutul cunoaşterii empirice a alcătuirii scoarţei terestre este sincron cu apariţia omului, care a folosit ca prime unelte o serie de roci din văile râurilor, conturându-se aşa numita "*cultură de prund*". Treptat omul a învăţat să selecţioneze rocile cu proprietăţi fizice convenabile activităţilor cotidiene. Iniţial, în Paleolitic, a folosit silexurile, jaspurile, etc. care se sparg după muchii acuţite şi din care s-au confecţionat diferite unelte. Ulterior, în Neolitic, descoperind substanţele abrazive naturale (nisipuri cuarţoase, gresii cuarţoase, etc) s-a trecut la confecţionarea uneltelor şlefuite.

Pe măsură ce grupurile umane au evoluat şi s-a produs prima diviziune a muncii, gama de materii prime naturale s-a diversificat. Astfel, descoperirea ceramicii a făcut necesară aprovizionarea cu argile de calitate corespunzătoare şi folosirea oxizilor şi hidroxizilor de fier şi mangan ca pigmenţi coloranţi, folosirea mai târziu a diferitelor unelte de măcinat, etc., au determinat lărgirea treptată a orizontului de cunoaştere a omului asupra constituţiei scoarţei terestre.

Se poate aprecia că prima revoluţie în cunoaşterea crustei s-a înregistrat odată cu descoperirea şi utilizarea metalelor: mai întâi ale celor native (cupru, aur, argint), apoi ale celor din meteoriţi (fierul) şi în cele din urmă ale celor din minereuri. Se consideră că acum au apărut primii „*geologi prospectori*".

Nevoile sporite ale comunităţilor umane sedentarizate au condus la creşterea gradului de cunoaştere a scoarţei terestre, astfel încât în jurul datei de 540 î.H., *Xenofan* din *Colofan*, pe baza

scoicilor găsite în munţi, a tras concluzia că acolo a fost iniţial un fund de mare şi ulterior relieful s-a modificat relizându-se lanţul montan. Această idee a fost preluată şi de *Aristotel*.

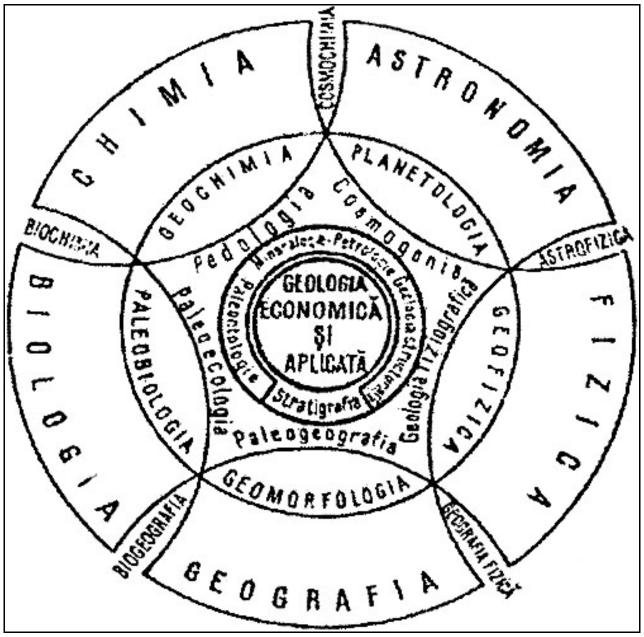


Fig. 1 – Relaţiile geologiei cu alte ştiinţe (după B. Dragomir, 1994)

În sec. al XV-lea, *Leonardo da Vinci* a întocmit pentru prima dată schiţa unui afloriment cu dispunerea stratelor de roci şi a susţinut în premieră ideea că fosilele sunt "scheletele" unor organisme care au trăit pe fundul mării şi nu "*ludus naturae*" (= *jocuri ale naturii)*, cum se considerau până la el.

În sec. XVI – XVII au urmat lucrările lui *G. Bauer-Agricola* referitoare la clasificarea, proprietăţile şi metodele de extracţie a metalelor cunoscute şi mai târziu cele ale lui *N. Steno* care enunţă *principiul superpoziţiei stratelor*, afirmând că rocile s-au depus în strate orizontale, cel mai de jos strat fiind şi cel mai vechi.

Mijlocul secolului al XVIII-lea (1747) a fost marcat de apariţia lucrării „*Teoria Pământului"* a lui *G. Buffon*, în care este formulată prima concepţie cosmogonică. În acelaşi secol *L. von Buch* şi *J. Hutton (1788)* au promovat *concepţia plutonistă* conform căreia forţele termice din interiorul Pământului constituie cauza principală a fenomenelor geologice. În opoziţie cu acesta, *A. Werner* şi susţinătorii săi au formulat *conceptul neptunist* conform căruia acţiunea mării a fost motorul fenomenelor geologice.

În 1812, *G. Cuvier* a emis „*teoria catastrofistă*" prin care se enunţă un scenariu pentru evoluţia Pământului, compus dintr-o succesiune de fenomene catastrofice, urmate de acte de creaţie.

Acumularea datelor de cunoaştere a permis elaborarea *conceptului evoluţionist*, în lumina căruia se formulează *principiul actualismului* de către *Ch. Lyell* cu aplicaţii importante în geologie.În biologie apare *teoria evoluţiei speciilor* elaborată de către *Ch. Darwin*.

Mijlocul sec. al XIX-lea a fost denumit „*vârsta de aur a geologiei"* datorită exploziei informaţionale, în această perioadă conturându-se o serie de teorii şi principii care anunţau *conceptual tectonicii globale*, enunţat la mijlocul sec. XX. Printre geologii remarcabili ai sec. al XIX-lea se numără *E. de Beaumont, J. H. Pratt, G. Airy* şi *J. Dana,* iar la începutul sec. XX se remarcă *E. Haug şi A. Wegener*.

Secolul XX a fost marcat de apariţia *conceptului tectonicii globale*, care însumează o serie de teorii printre care *teoria derivei continentelor, teoria curenţilor de convecţie, paleomagnetismul, teoria expansiunii fundului oceanic, teoria plăcilor tectonice,* etc. Deşi încă criticat de o serie de geologi, acest concept a revoluţionat ştiinţele geologice, explicând într-o manieră bună evoluţia majorităţii regiunilor mobile şi stabile de pe Glob, distribuţia centurilor vulcanice, ariilor seismice, localizarea şi formarea substanţelor minerale utile, etc.

În România şcoala geologică a fost întemeiată odată cu înfiinţarea celor două universităţi din România: Universitatea din Iaşi (1860) şi Universitatea din Bucureşti (1864).

Prima lucrare de geologie în limba română a fost publicată la Iaşi de *Grigore Cobălcescu (1831-1892)* în 1862, sub denumirea „*Calcarul de la Răpidea*”, iar prima *hartă geologică a României* s-a relizat sub îndrumarea lui *Gregoriu Ştefănescu (1838-1911)* în 1892, la Universitatea Bucureşti.

Un punct de cotitură în cercetarea geologică românească la constituit anul 1906, când se înfiinţează Institutul Geologic al României. De-a lungul timpului, cunoaşterea teritoriului României s-a realizat prin munca în teren şi în laborator a geologilor care au activat în cadrul institutelor de geologie şi geofizică, universităţilor din Bucureşti, Iaşi, Cluj, Baia Mare şi Petroşani, întreprinderilor de prospecţiuni şi explorări geologice şi în unităţile de exploatare a resurselor minerale. În continuare o să amintim numai un număr foarte mic din truditorii pe tărâmul geologiei româneşti.

Între personalităţile de seamă care ilustrează etapa de pionerat a geologiei româneşti menţionăm pe: *Matei Drăghiceanu (1844-1938)*, întemeitorul şcolii de geologie tehnică la noi în ţară; *Ludovic Mrazec (1867-1944),* mineralog şi petrograf, descoperitor al cutelor diapire; *Sava Athanasiu (1861-1946)*, remarcabil cercetător a geologiei Carpaţilor Orientali; *G. Munteanu-Murgoci (1872-1925)*, care a intuit structura în pânze de şariaj a Carpaţilor Meridionali; *Sabba Ştefănescu (1857-1931)*, paleontolog, specialist în domeniul mamiferelor fosile; *I. Popescu-Voiteşti (1876-1944)*, autor al primei sinteze al evoluţiei geologice a teritoriului ţării; *Ion Simionescu (1873-1944)*, paleontolog şi stratigraf; *G. Macovei (1880-1969)* specialist în teritoriul dobrogean şi petrolist de seamă; *Ion Atanasiu (1892-1949)*, cercetător al structurii tectonice a Carpaţilor Orientali şi al seismelor vrâncene.

Se cuvine, măcar să-i mai amintim, pe *Miltiade Filipescu, Ion Băncilă, Alexandru Codarcea, George Murgeanu, Virgil Ianovici, Dan Giuşcă, Nicolae Oncescu, Emilia Saulea, Grigore Răileanu, Nicolae Grigoraş, Dan Patrulius, Vasile Lăzărescu,* iar de la Universitatea “Al. I. Cuza” Iaşi pe *Liviu Ionesi*, *Radu Dimitrescu* şi *C-tin Grasu*.

2. METODE ŞI PRINCIPII DE LUCRU ÎN GEOLOGIE

În geologie se folosesc metode de cercetare grupate în două categorii: inductive şi deductive. Majoritatea metodelor şi principiilor de bază folosite sunt specifice geologiei, dar există ca şi în cazul celorlalte ştiinţe şi o serie de metode împrumutate, mai mult sau mai puţin adaptate la specificul geologic.

2.1. Metode de cercetare inductivă

Cercetarea inductivă presupune cunoaşterea de la particular la general spre deosebire de cea deductivă care porneşte de la model pentru al extrapola la cazuri particulare (de la general la particular). În consecinţă, cercetarea inductivă presupune acumularea unui număr cât mai mare şi mai complet de date geologice punctiforme, cu distribuţie relative omogenă într-o regiune dată. Pe baza acestor informaţii, prin generalizare, se obţine o imagine de ansamblu asupra alcătuirii şi distribuţiei volumelor de roci şi a raporturilor dintre acestea. Practic, aceaste metode constau în trecerea de la premise particulare la concluzii cu caracter general.

2.1.1. Metode directe

Cercetarea geologică a oricărui teritoriu începe prin observarea directă pe teren, descrierea sistematică a volumelor de roci şi stabilirea raporturilor dintre acestea. Toate aceste operaţiuni se efectuează în *puncte de observaţie (aflorimente)*, unde rocile care alcătuiesc structurile geologice apar la zi, făcând posibilă observaţia directă. Aflorimentele sunt frecvente în zonele montane şi de dealuri, unde rocile sunt deschise la zi aproape countinuu în văile râurilor, dar nu lipsesc nici pe versanţi şi nici pe culmi. În schimb, în zonele de câmpie şi de dealuri joase structurile geologice sunt acoperite de depozite recente eluviale, coloviale, proluviale sau aluviale, motiv pentru care se impune descopertarea

(înlăturarea) acestora pe anumite suprafeţe, realizându-se deschideri artificiale. Continuitatea structurilor geologice în adâncime este cercetată cu foraje şi lucrări miniere (galerii, puţuri, plane înclinate, etc).

Observaţiile în teren sunt consemnate în carnetul de teren (descrierea minuţioasă a aflorimentelor şi localizarea lor) şi sunt completate de operaţiile de probare.

Probarea se face după metodologii specifice tipului de cercetare realizat: paleontologic, mineralogic, petrografic, pentru substanţe minerale solide, roci de construcţie, ape subterane, combustibili fosili, etc. O condiţie foarte importantă pentru reuşita operaţiunilor de probare este cea a asigurării reprezentativităţii probelor. Şi aceasta, deoarece trebuie înţeles faptul că indiferent de sistemul de probare liniar sau punctiform, practic se recoltează din anumite puncte un volum foarte mic de material comparativ cu volumul real al rocilor cercetate. În final informaţiile obţinute în laborator prin prelucrarea şi analiza probelor sunt extrapolate la întreg volumul de roci investigat.

În esenţă, aplicarea metodelor de cercetare directă constă în culegerea şi sistematizarea informaţiilor de teren, probarea aflorimentelor sau lucrărilor de cercetare (foraje, lucrări miniere), prelucrarea probelor şi analiza lor în laborator şi prelucrarea datelor de cunoaştere.

Pentru activitatea în teren geologul are nevoie de:

Harta topografică a regiunii la o scară corespunzătoare gradului de detaliu la care se efectuează cercetarea (de regulă la scări cuprinse între 1:50.000 şi 1:5.000);

Carnetul de teren este indispensabil, în acesta fiind localizate punctele de observaţie însoţite de o descriere cât mai completă a aflorimentului, a poziţiei probelor recoltate şi a aspectului macroscopic al stratelor de roci. De asemenea se consemnează orice informaţie utilă privind aspectele geomorfologice ale terenului, hidrologice, pedologice, biogeografice, etc. Caracterul complet şi corect al informaţiei din carnet constituie premisa realizării unei cercetări şi interpretări competente;

Ciocanul geologic cu ajutorul căruia se detaşează porţiuni din roci pentru a fi analizate în spărtură proaspătă, se recoltează probe, se pregătesc suprafeţele de strat pentru efectuarea măsurătorilor de direcţie şi înclinare ale stratelor, etc.;

Busola geologică se foloseşte la măsurătorile privind direcţia şi înclinarea stratelor, a limitelor dintre corpurile de roci, a accidentelor tectonice, precum şi la orientarea şi poziţionarea punctelor pe hartă;

Dispozitivul special GPS este conectat la un sistem de minim trei sateliţi şi afişează automat coodonatele x, y şi z ale punctului de observaţie;

Altimetru cu ajutorul căruia se stabileşte altitudinea punctelor de observaţie;

Recipientul cu acid clorhidric (HCl, 10%) pentru stabilirea prezenţei carbonaţilor de calciu.

Dintre materialele care nu trebuie să lipsească din trusa de teren a geologului sunt şi *lupa, rigla şi ruleta, aparatul de fotografiat, briceagul, creioane, radieră, hârtie milimetrică, pungi pentru probe* şi în general orice material necesar pentru o cercetare completă în teren.

2.1.2. Cercetări de laborator

Probele recoltate din teren sunt prelucrate ulterior în laborator şi analizate. În faza de prelucrare ca şi în cea de prelevare a probelor este obligatorie respectarea procedeelor de lucru care asigură reprezentativitatea probelor şi protecţia contra infestării acestora. În laborator se efectuează, în funcţie de specificul cercetării, o serie de analize dintre care amintim: *analize paleontologice, analize mineralogice şi petrografice, analize chimice, analize spectrometrice, analize termodiferenţiale, analize de raze X, analize granulometrice, determinări fizico-mecanice, analize de ape, etc.*

Pentru cercetarea de laborator este folosită aparatură specială: microscoape polarizante, lupe binoculare, microsonde, spectrometre, difractometre de raze X, termoderivatografe, etc.

În condiţiile unor laboratoare cu o dotare modernă se efectuează chiar şi unele experimente. Însă acestea sunt reduse ca număr, deoarece încă nu s-au găsit soluţiile de modelare în laborator a proceselor şi fenomenelor care se petrec la scară regională şi în timp geologic.

2.1.3. Metode indirecte

Cercetarea indirectă grupează metodele cu ajutorul cărora se investighează zonele inaccesibile cu tehnologiile de foraj şi miniere actuale. Prin foraje s-au investigat porţiuni din crustă până la o adâncime de cca. 15000 m (foraj în pen. Kola), dar acestea sunt în număr foarte mic la scara Globului şi practic, sub 5000 m, cunoaşterea se realizează prin metode indirecte. O altă problemă care priveşte aceste metode, este cea a ataşării în grupul metodelor inductive sau deductive. Aceasta deoarece după măsurătorile parametrilor fizici în anumite puncte din scoaţă, în continuare interpretarea datelor se face apelând la modele generale de evoluţie sau structurale. În categoria metodelor indirecte sunt considerate *teledetecţia, metodele geofizice, metodele geodezice şi geochimice*.

2.1.3.1. *Teledetecţia* utilizează aerofotograme ridicate din satelit sau avion, utilizând diferite spectre de lumină. Prin analiza acestora se pot obţine informaţii asupra structurilor cutate, faliilor, capcanelor petroliere, acumulări de minereuri, acvifere freatice sau captive, etc.

2.1.3.2. *Metodele geofizice* se bazează pe măsurarea valorilor *câmpurile naturale* ale Pământului: *gravific*, *magnetic*, *radioactiv*, *caloric*, *electric*. În condiţiile în care geosferele care alcătuiesc structura internă a Globului ar fi omogene, atunci ar rezulta o *valoare medie a câmpului* (gravific, magnetic, electric, etc.), care s-ar regăsi în orice punct măsurat pe suprafaţa terestră. Dar datorită neomogenităţii alcătuirii geosferelor, valorile de câmp măsurate în diferite puncte diferă faţă de valoarea medie în funcţie de parametrii fizici ai volumelor de roci care alcătuiesc scoarţa. De exemplu dacă la adâncime în scoarţă se găseşte un corp de bazalte (γ = 3 g/cm^3) intrus în roci sedimentare (γ = 2,6 g/ cm^3) atunci valorile măsurate al câmpului gravific vor fi mai mari decât media câmpului, conturându-se corpul de roci cu greutate specifică mai mare. Acelaşi lucru se întâmplă când la adâncime se găsesc roci cu proprietăţi paramagnetice sau diamagnetice, cu o conductivitate electrică sau termică ridicată, radioactive, etc.

Metodele geofizice utilizate sunt:

Gravimetria – se foloseşte în cazul conturării corpurilor cu greutăţi specifice contranstante faţă de fond;

Magnetometria – se contureazǎ în special corpurile alcătuite din materiale fero- şi paramagnetice (de ex. conturarea zăcămintelor de magnetit);

Seismometria – se bazează pe faptul că viteza de propagare a undelor seismice este proporţională cu densitatea mediilor străbătute, iar undele secundare nu străbat decât mediile solide. De asemenea undele seismice suferă fenomene de reflexie şi refracţie la limita dintre medii cu densităţi diferite;

Radiometria – se bazează pe măsurarea câmpului radioactiv natural, folosindu-se pentru conturarea acumulărilor de minerale radioactive (de uraniu, thoriu, cesiu, etc.);

Termometria – indică zonele cu flux caloric ridicat, indicând fracturi crustale, zone de rift, acumuări de ape termale, etc.;

Electrometria – se bazează pe conductivitatea diferită a acumulărilor metalice, a apelor de zăcământ cu o concentraţie mare de săruri, a acviferelor, faţă de valorile fondului. Se contureazǎ acvifere subterane, zăcăminte de petrol, acumulări metalice, acumulări de grafit, etc.

2.1.3.3. *Metoda geodezică* se bazează pe măsurătorile de mare precizie cu ajutorul sateliţilor, determinându-se zonele afectate de mişcări epirogenetice.

2.1.3.4. *Metoda gechimică* foloseşte anomaliile provocate de concentrarea peste fondul geochimic al scoarţei ale unor elemente urmă, precum: U, Th, Ti, Zr, Co, Cr, etc., dar dă şi rezultate în cazul prospectării acumulărilor de Mn, Cu, Fe, etc.

2.2. Metode de cercetare deductivă

Prin deducţie se înţelege forma de raţionament prin care pornind de la un model general se descifrează cazurile particulare. Acest tip de cercetare în geologie permite în special reconstituirea proceselor evolutive. De exemplu, cunoscând că anumite tipuri de roci se formează la anumite adâncimi şi în anumite zone din bazinele oceanice (de şelf, taluz, piemont, câmpie abisală, dorsală medio-

oceanică), prin analiza petrografică se poate reconstitui paleomorfologia bazinului oceanic şi procesele care au determinat formarea rocilor (gravitaţionale, chimice, etc.). De asemenea cunoscând faptul că în bazinele sedimentare rocile se depun iniţial în strate orizontale, dacă în teren ele formează structuri cutate, faliate, atunci vom trage concluzii asupra dinamicii interne a Pământului prin reconstituirea intensităţii şi direcţiei de acţiune a forţelor tectonice care au deformat volumele de roci.

Pentru reconstituirea istoriei geologice, deducţiile se fac de regulă având în vedere următoarele principii:

2.2.1. *Principiul superpoziţiei stratelor*

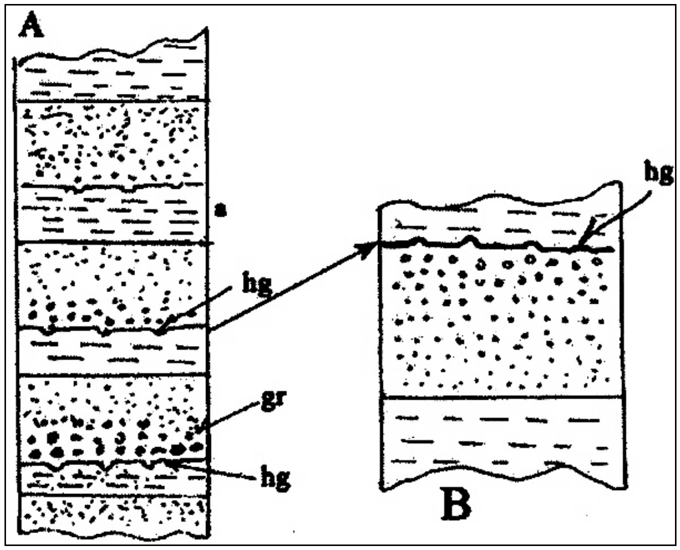


Fig. 2 – Alternanţă de strate: A - în poziţie normală cu hieroglife la partea inferioară (hg); B – răsturnate, cu hieroglife (hg) la partea superioară a stratelor

Conform acestui principiu, într-o succesiune de strate depuse în acelaşi bazin de sedimentare, neafectat de forţe tectonice importante, stratul din bază este cel mai vechi iar cel de la partea superioară a coloanei de roci este cel mai nou (fig. 2 A). Pe baza acestui principiu se stabileşte vârsta relativă a stratelor şi raporturile temporale şi spaţiale ale volumelor de roci.

În cazul stratelor răsturnate se procedează mai întâi la reconstituirea poziţiei iniţiale ale stratelor pe baza unor structuri specifice care se formează la partea inferioară a stratelor (de exemplu hieroglifele) sau la partea superioară (de exemplu structurile convolute) (fig. 2B). Pentru a stabili poziţia normală sau răsturnată a stratelor, poziţia hieroglifelor se corelează cu granoclasarea depozitelor şi cu alte elemente (de ex., în cazul decantării gravitaţionale într-un bazin de sedimentare în bază se depune fracţiunea grosieră şi spre partea superioară fracţiunile din ce în ce mai fine).

2.2.2. *Principiul evoluţiei organismelor* presupune că stratele care cuprind resturi fosile ale unor grupe de organisme cu o organizare anatomică mai simplă sunt mai vechi decât stratele ce conţin fosilele aceluiaşi grup, dar cu o organizare mai complexă. De exemplu evoluţia *linei lobare* la cochilia de *amonoidee* separă grupele primitive, mai vechi, de cele mai evoluate, mai noi. Acestea sunt animale marine cu o cochilie cu înrulare planspirală, compartimentată în loje prin septe. Contactul septelor cu suprafaţa cochiliei formează aşa-zisa *linie lobară* (fig. 3 A, C, G). Aceasta este relativ simplă la goniatiţi (paleozoici; G) şi se complică la ceratiţi (triasici; C) şi amoniţi (cretacici; A).

Fosilele pe baza cărora se stabileşte vârsta relativă a depozitelor se numesc *fosile index (caracteristice)* şi sunt cele cu o mare răspândire pe orizontală (în suprafaţă) şi redusă pe verticală (în timp). Celelalte fosile cu o mare răspândire pe verticală (în timp) folosesc pentru determinarea condiţiilor paleoecologice şi se numesc *fosile de facies*.

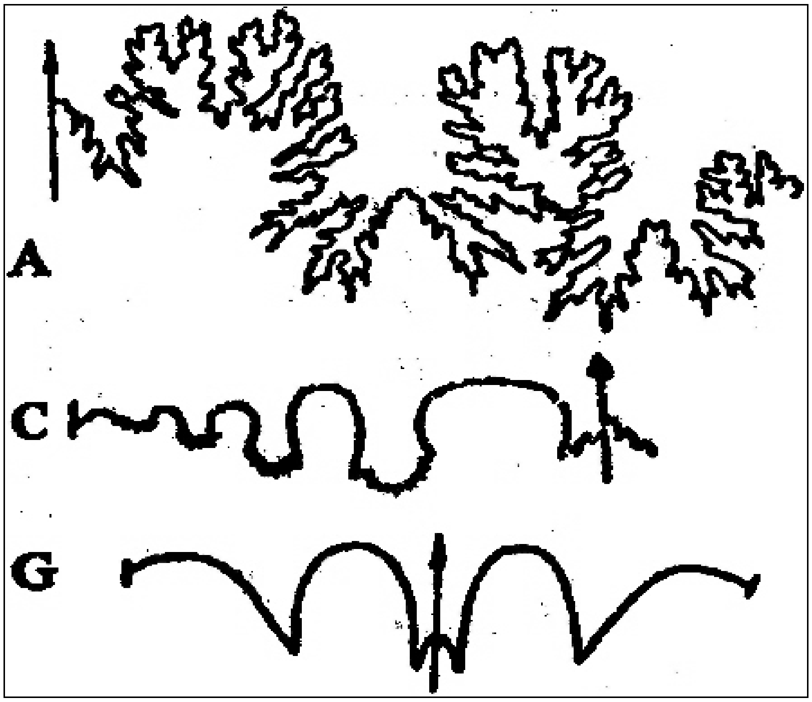


Fig. 3 – Linia lobară: A – amoniţii cretacici; C – ceratiţii triasici; G – goniatiţii paleozoici

2.2.3. *Principiul actualismului* se bazează pe premisa conform căreia forţele geologice care acţionează în prezent producând anumite efecte, dacă au acţionat şi în trecutul geologic au produs aceleaşi efecte (un grup de cauze produc acelaşi grup de efecte şi astăzi ca şi în trecut). Deci prezentul constituie cheia descifrării trecutului.

Un exemplu clasic în acest sens îl constituie calcarele recifale, în care se identifică frecvent resturi fosile de hexacorali. Ţinând seama că aceştia trăiesc azi în mări tropicale, cu temperatura medie anuală de peste 20^0C, cu salinitate marină normală, în zonele neritice de adâncime mică de până la 50 m, cu ape bine oxigenate, în baza principiului actualismului se poate trage concluzia că toate calcarele biohermice identificate în scoarţă s-au format în condiţii bazinale şi paleoclimatice similare sau foarte apropiate.

Cercetările geologice, indiferent de metodele folosite deductive sau inductive, se finalizează prin materiale de sinteză (studii, rapoarte, etc.) însoţite de materiale cartografice. În baza concluziilor acestor materiale se procedează la detalierea cunoaşterii în vederea valorificării economice ale unor resurse minerale, zonări seismice ale teritoriului, aplasarea diferitelor tipuri de construcţii, etc.

II. STRUCTURA GLOBULUI TERESTRU

Cunoaşterea structurii interne a Globului terestru furnizează date privind geneza acestuia, explică proprietăţile fizice ale sale, permite imaginarea modelelor fizico-chimice de acumulare a substanţelor minerale utile, comportamentul fizico-mecanic al scoarţei în condiţiile manifestării mişcărilor seismice şi fenomenelor vulcanice, etc.

Cercetarea structurii Pământului prin metode directe (prospectiuni geologice la suprafaţă, explorarea cu lucrări miniere şi de foraj) este posibilă în momentul de faţă până la o adâncime relativ mică în raport cu dimensiunile acestuia (forajele au atins adîncimea de cca. 15000 m, iar exploatările miniere cca. 3000 m). Din acest motiv studiul structurii interne a planetei se bazează, în special, pe date de cunoaştere indirecte.

1. Surse de informaţii

Principalele surse de informatii privind structura internă Pământului pot fi grupate în trei categorii: studiul meteoriţilor, studiile şi măsurătoriile geofizice şi observaţiile directe.

1. <u>Studiul meteoriţilor</u> reprezintă o cale de cercetare, prin analogie, a compoziţiei chimice şi mineralogice a geosferelor interne. Se porneşte de la ipoteza că meteoriţii provin prin explozia unui corp ceresc situat cândva între Marte şi Jupiter, cu o structură şi compoziţie iniţială similară, dacă nu identică, cu cea a Pământului (fig. 1).

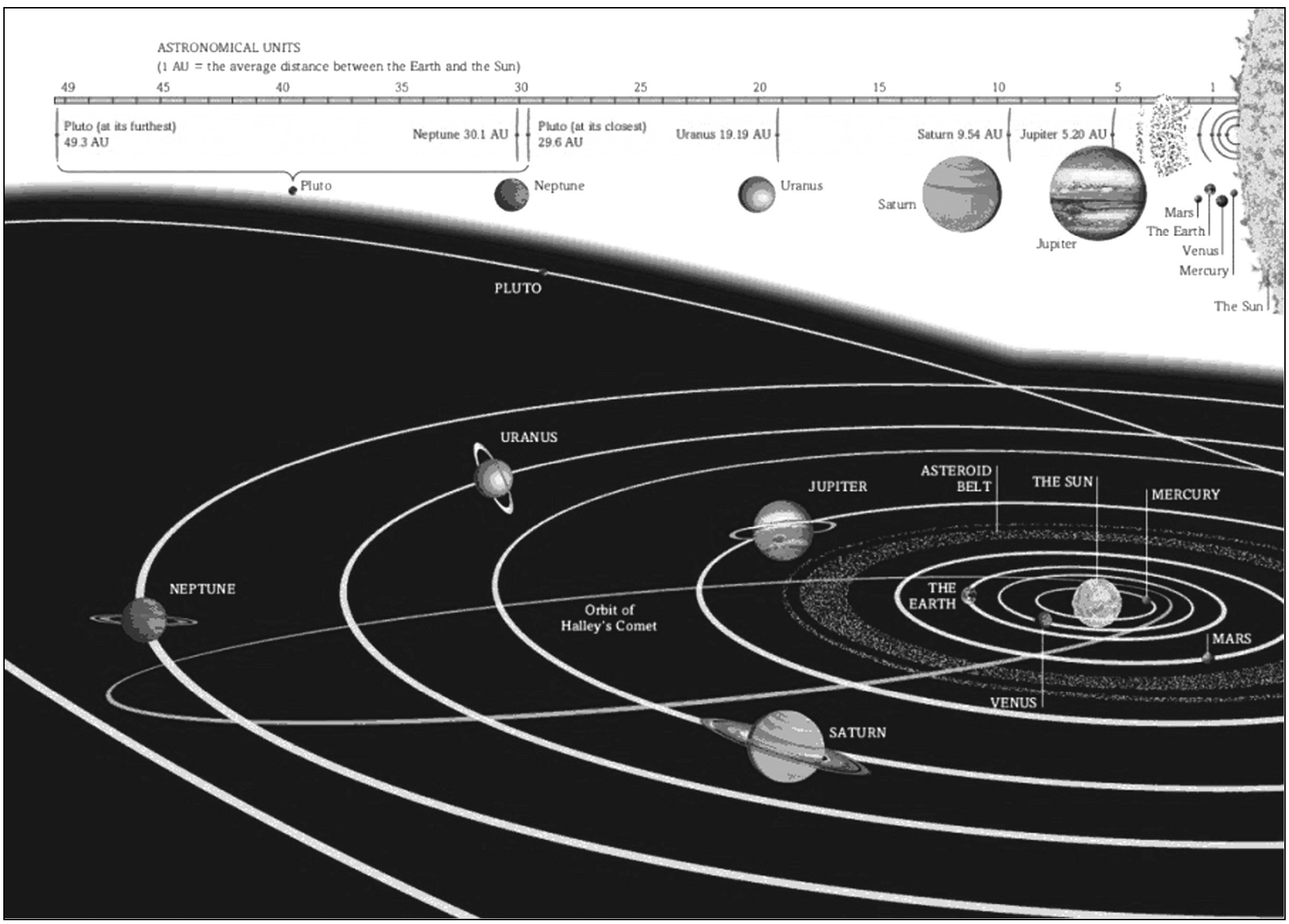


Fig. nr. 1 – Configuraţia schematică a Sistemului solar

Meteoriţii în funcţie de compoziţia chimică, alcătuirea mineralogico-petrografică şi densitate se impart în:

- *sideriţi (sideritici)* – sunt meteoriţi feroşi, alcătuiţi aproape integral dintr-un aliaj de fier şi nichel şi subordonat din carburi de Si, Al, Mg, Fe, Ca, etc. şi, în consecinţă, au o densitate foarte mare;
- *sideroliţi (siderolitici)* – sunt alcătuiţi din cantităţi egale de aliaj de Ni–Fe şi silicaţi. Sunt compuşi din minerale metalo-silicatice, în care predomină fierul şi magneziul, cu densităţi mari;
- *aeroliţi (litici sau pietroşi)* – cuprind silicaţi de fier şi magneziu metalic şi se împart în *meteoriţi chondritici* şi *achondritici*.

Meteoriţii chondritici reprezintă mai mult de 80% din cei căzuţi pe Pământ şi sunt formaţi în principal din olivină, piroxeni, oligoclaz, troilit (FeS – hexagonal) şi pete de fier-nichel. Subordonat cantitativ, dar foarte semnificativ, în compoziţia acestora intră încă 50 minerale cunoscute şi în scoarţa terestră. Elementul lor caracteristic îl reprezintă nişte incluziuni sferice, de 1 mm diametru, formate din silicaţi şi puţin nichel metalic, uneori sticlă, denumite *chondrule*. Se consideră că acestea ar proveni din picăturile lichide ale materie cosmice iniţiale, consolidate brusc. Din această cauză compoziţia *chondritelor* este luată ca reper geochimic, la ea fiind raportate diferitele compoziţii de roci de pe Pământ, Lună sau alţi meteoriţi.

O categorie aparte o reprezintă *chondritele carbonatice*, meteoriţi cu o densitate foarte mică (2,2 g/cm^3), extrem de rari, închişi la culoare, alcătuiţi dintr-o substanţă cu o structură de polimerică complexă, cu greutate moleculară mare, care seamănă cu smoala. Această compoziţie a fost interpretată ca o dovadă a vieţii extraterestre.

Meteoriţii achondritici nu au chondrule şi se aseamănă ca structură şi compoziţie chimică cu rocile terestre magmatice (roci de tipul gabroului, alcătuite din punct de vedere mineralogic în special din piroxeni şi plagioclazi).

Compoziţia chimico-mineralogică a meteoriţilor permite asemănarea lor cu diversele pături constitutive ale Globului terestru, respectiv: sideriţii cu nucleul, sideriţii şi parţial aeroliţii cu mantaua şi aeroliţii achondritici cu litosfera. Datele geochimice arată greutăţi atomice medii pentru nucleu şi manta (47 şi respectiv 22) care nu se încadrează la nici o clasă de meteoriţi (oscilează între 55 la sideriţi şi 23,4 la chondritele carbonatice). Din acest motiv, pentru a se ajunge la o compoziţie apropiată de cea terestră, s-au propus amestecuri de:

- 32,4% sideriţi cu 67,6 chondrite cu bronzit (piroxen rombic);
- 50% chondrite 40% chondrite carbonatice şi 10% sideriţi;
- un amestec de porţiuni nevolatile din chondritele carbonatice cu fier şi siliciu.

În toate cele trei cazuri, modele arată că cele mai abundente elemente sunt fierul şi oxigenul, urmate de siliciu şi magneziu care împreună fac ceva mai mult de 90% din Glob, restul fiind reprezentat de Ca, Al, Ni, Na şi S. Cele prezentate mai sus sunt estimări chimice globale, însă important este cunoaşterea modului în care elemnetele se combină în diverse minerale, iar acestea în roci, în continuare rocile în tipuri de scoarţă, etc., aspecte rezolvate astăzi mulţumitor.

2. <u>Studiile şi măsurătorile geofizice</u> dau informaţiile cele mai complete privind structura, starea de agregare a materiei, variaţia compoziţiei chimice în interiorul Globului şi proprietăţile fizice (temperatură, densitate, etc.). Un rol foarte important în acest demers îl au: undele seismice, măsurătorile de polaritate a câmpului paleomagnetic, măsurătorile de flux caloric, etc.

2.1. Studiul undelor seismice rezultate în urma unor cutremure naturale sau ale celor provocate, au permis identificarea mai multor suprafeţe de discontinuitate în interiorul Globului, denumite după numele geofizicienilor cu contribuţii remarcabile în descifrarea structurii interne a Pământului. Aceste suprafeţe separă geosferele interne: scoarţa terestră de manta, mantaua de nucleu, precum şi diviziunile acestora (*stratul sedimentar* / *stratul granitic* / *stratul bazaltic* / *mantaua superioară* / *mantaua inferioară* / *nucleul intern* / *nucleul extern*).

În studiul undelor seismice se pleacă de la constatarea că viteza de propagare a acestora este proporţională cu densitatea mediului străbătut şi este condiţionată de starea de agregare a materiei.

Un „tren de unde” care ajunge la un seismograf este compus dintrei grupe de oscilaţii, care sosesc în următoarea ordine (fig. 2):

- ***oscilaţii precursoare***, caracterizate prin perioade mici, de ordinul secundelor, alcătuite din *unde longitudinale P* (de dilataţie-compresiune = primae) şi *unde transversale* S (de forfecare = secundae);

- ***oscilaţii principale*** (*unde lungi* = L), cu perioade lungi, până la 30 sec., în cea mai mare parte alcătuite din unde de suprafaţă, cu o deplasare dezordonată, foarte greu de urmărit (*undele de suprafaţă longitudinale = Rayleigh*, R; *undele de suprafaţă transversale = Love*, Q);

- ***oscilatii finale*** (*unde F*), cu amplitudini mari şi perioade mai scurte, care după ce ating amplitudinea maximă descresc şi se atenuează în scoarţă.

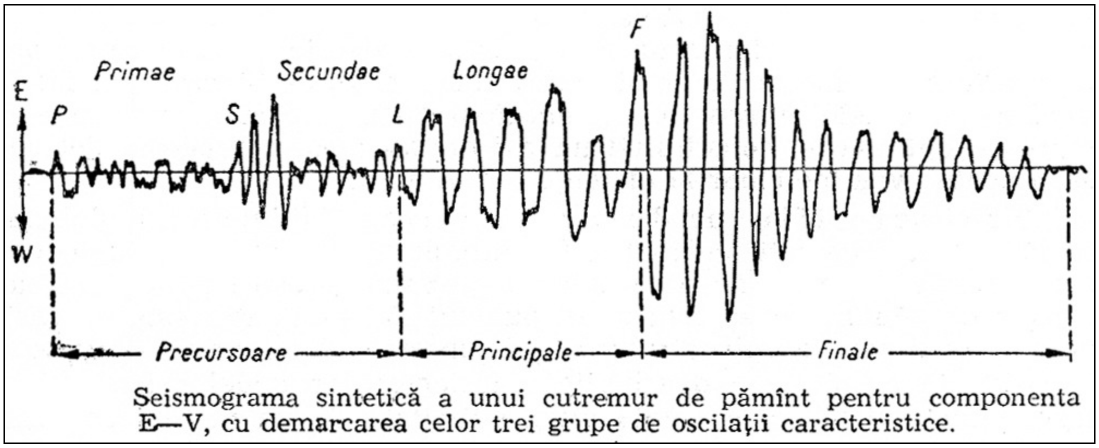


Fig. nr. 2 – Trenul de unde înregistrat pe o seismogramă, în ordinea în care ajung la sismograf

Energia cea mai mare, cca. 80% este purtată de undele secundae (S), motiv pentru care diferenţa de de timp înregistrată între undele primae (P) şi secundae (S) este foarte importantă în activitatea de atenuare a consecinţelor seismelor naturale.

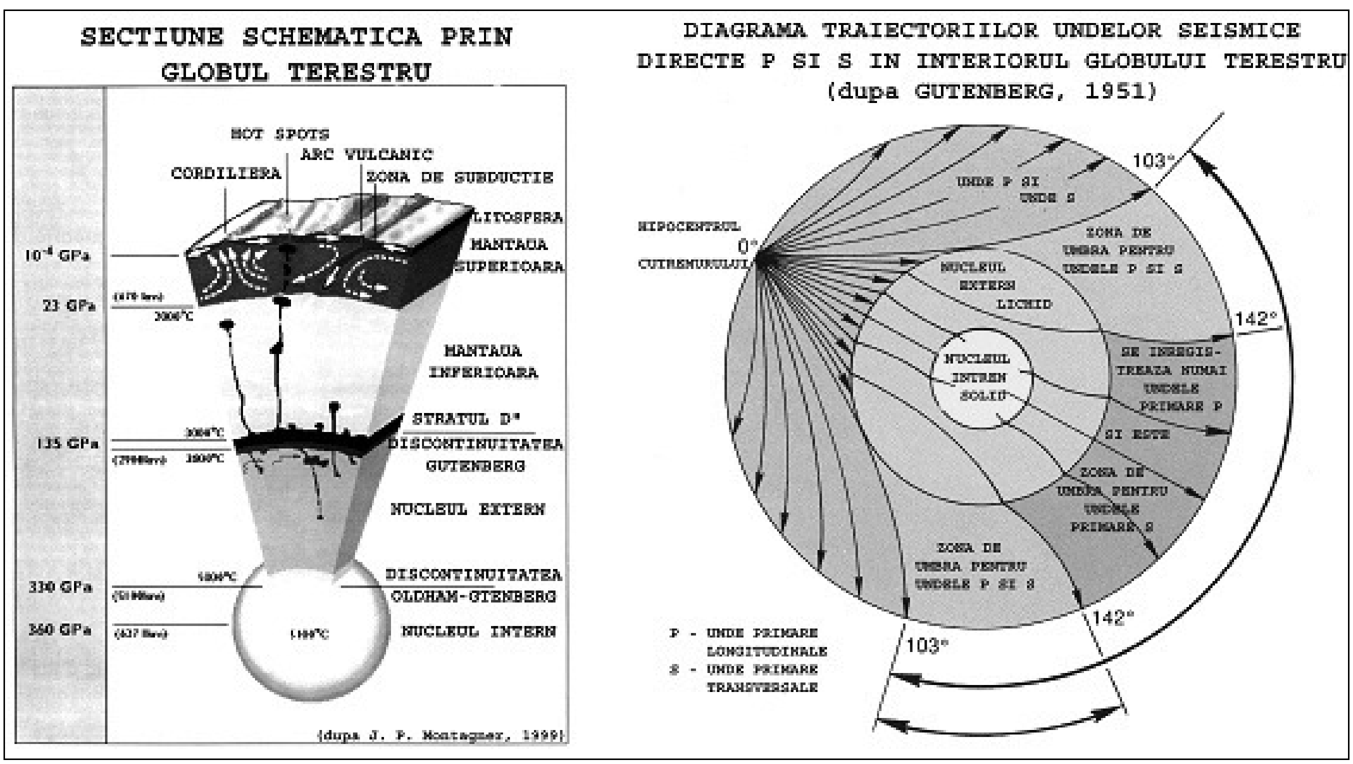


Fig. nr. 3 – Propagarea undelor seismice precursoare, P şi S în interiorul Globului terestru,
cu figurarea zonelor de umbră în raport cu aria epicentrală

Aspecte importante în descifrarea structurii interne a Globului sunt legate de ***modul de propagare al undelor seismice*** prin diferite medii (lichide sau solide), ***vitezele*** acestora şi ***comportamentul pe suprafeţele de limită*** dintre diferite părţi constitutive ale Globului (fig. nr. 3). De asemenea, informații privind structura scoarței terestre ne sunt furnizate de **forma suprafețelor pleistoseiste** (fig. 6), desenate în ariile epicentrale ale seismelor.

Vitezele de propagare a undelor seismice precursoare au fost determinate în laborator, pentru materiale cu diverse densităţi şi în stări diferite de agregare, precum şi comportamentul acestora la limita dintre medii cu proprietăţi fizice net diferite. Apoi, aceste valori au fost comparate cu situaţiile reale înregistrate la staţiile seismice (pe seismograme de către seismografe), în cazul seismelor naturale sau artificiale. În acest mod, prezentat foarte schematic, s-au obţinut date privind limitele păturilor constitutive ale Pământului și distribuţia unor parametrii fizici în interiorul Globului, precum: densitatea, variaţia intensităţii câmpului gravitaţional în adâncime, distribuţia presiunilor, starea de agregare a păturilor constitutive, etc. (fig. 4).

	ÎNVELIŞUL	ZONA	DISCONTINUITĂȚI	Km	VITEZA UNDELOR P (Km/s)	VITEZA UNDELOR S (Km/s)	DENSITATE (g/cm^3)	GRAVITAȚIA (cm/s^2)	PRESIUNEA X 10^{12} ($dyne/cm^2$)	TEMPE-RATURA (C^0)	COMPORTAMENT FIZIC (STARE DE AGREGARE)	COMPOZIȚIE CHIMICĂ			
CRUSTA (SCOARȚA)	Strat granitic	A	CONRAD	20	5.6 6,5	3 3,7	2,7	981	0,01	450	Solid eterogen	Silicați de Al	SIAL	CRUSTA (SCOARȚA)	LITOSFERA
	Strat bazaltic		MOHOROVIČIĆ	30-70	6,9		3,0	935	0,09	1177	Solid omogen	Silicați de Mg	SIMA		
MANTA	Mantaua superioară	B		375	8,1	4,7	3,3	985	0,14		Plastic	Silicați de Al, Fe, Mg		100 MANTA	Astenosfera
	Zona de tranziție	C	REPETTI	1000	11,4	6,4	4,7	995	0,39	1728	Solid	Oxizi de Si, Fe, Mg şi metasilicați			MEZOSFERA
	Mantaua inferioară	D	WIECHERT-GUTENBERG	2900	11,36	6,4 7,3	6,7	1030	1,37	2111	Solid probabil omogen	Lichid metalic de Fe, Ni, Si (±S)			
NUCLEU	Nucleul extern	E	LEHMAN	4980	8,10		9,7 11,5	1030	3,17		Fluid omogen	Ni - Fe	NIFE	NUCLEU	CENTROSFERA
	Zona de tranziție	F	OLDHAM-GUTENBERG	5120	10,44 11,26		12,5	500	3,27	3017					
	Nucleul extern	G		6370	11,3		13,0	0	3,64	4000	Solid rigid	Ni - Fe (10% - 30%)			

Fig. nr. 4 – Viteza undelor seismice şi distribuția unor parametri fizici în interiorul Globului terestru

De reţinut că s-a constatat, experimental, că undele de forfecare S nu străbat mediile lichide, ceea ce a reprezentat argumentul principal pentru separarea nucleului extern, considerat că se găseşte în stare lichidă.

Mărimile seismice care caracterizează energia unui cutremur sun <u>*intensitatea*</u> şi <u>*magnitudinea*</u>. În funcţie de aceste mărimi se descriu efectele cutremurelor şi cantitatea de energie eliberată, constituind elementele care stau la baza întocmirii scărilor seismice. Înregistrarea *trenului de unde* pe baza cărora se calculează vitezele acestora, se face cu seismografe eletrodinamice, optice, clasice, etc. Principiul de funcţionare al unui seismograf clasic este redat în fig. 5. Energia eliberată de seisme este descrisă de *intensitate* şi *magnitudine*, pe baza unor *scări seismometrice* (fig. 5).

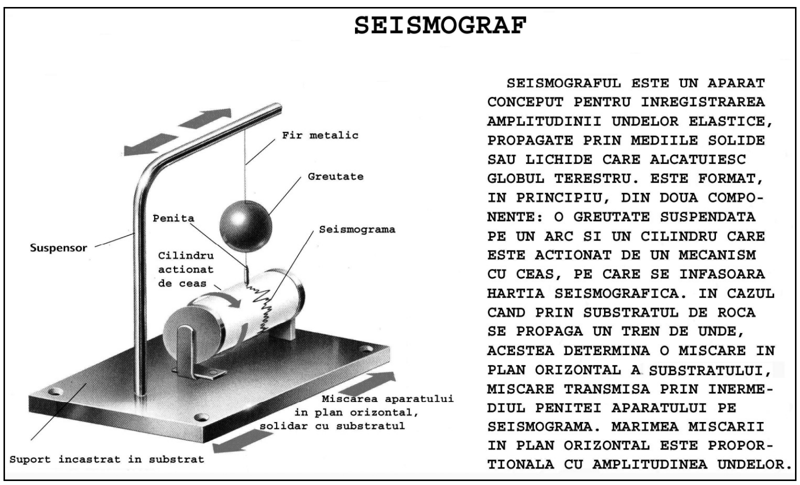
<u>Intensitatea</u> este o mărime exprimată de obicei pe scara Mercalli modificată. Aceasta este o mărime descrisă pe baza efectelor observate în cazul mișcărilor seismice asupra oamenilor, infrastructurii, terenului, etc. Din acest motiv include un anumit grad de subiectivitate. În prezent se foloseşte ***scara internaţională*** cu 12 grade seismice, efectele corespunzătoare fiecărui grad de intensitate fiind următoarele:

I. *Neperceptibil*: intensitatea vibraţiei este sub limita de sensibilitate umană; poate fi înregistrat de seismografe.

II. *Foarte slab*: vibraţiile sunt simţite de oamenii aflaţi în casă, în repaus, în special la etajele superioare ale unei clădiri.

***III. Slab*:** este observat numai de unele persoane; vibraţiile sunt asemănătoare cu cele datorate trecerii unui camion.

IV. *General observabil*: este observat de multe persoane; vibraţiile sunt asemănătoare cu cele datorate trecerii unui camion greu, încărcat.



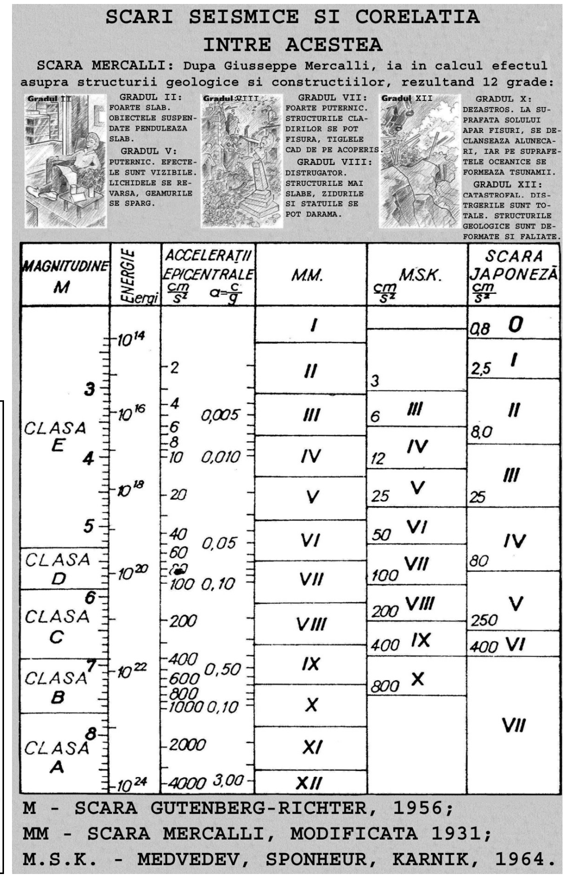


Fig. nr. 5 – Construcţia şi modul de înregistrare al unui seismograf clasic (stânga) şi corelarea scărilor seismice (dreapta)

V. *Trezeşte din somn*: mulţi oameni adormiţi sunt treziţi din somn; în clădiri este simţit de toţi oamenii, în exterior de foarte mulţi; clădirile vibrează, obiectele suspendate oscilează sensibil.

VI. *Înspăimântător*: este simţit de cei mai mulţi oameni; oamenii aflaţi în clădiri sunt înspăimântaţi şi aleargă afară; obiectele aflate pe rafturi cad pe jos.

VII. *Pagube clădirilor*: cei mai mulţi oamenii sunt înspăimântaţi şi aleargă afară; vibraţiile sunt simţite şi de persoane aflate în automobile în mers; se produc pagube minore clădirilor; se formează unde pe suprafaţa unui lac.

VIII. *Distrugerea clădirilor:* produce panică; se rup unele ramuri din copaci; clădirile suferă pagube moderate sau majore în funcţie de soliditatea lor.

IX. *Pagube generale aduse clădirilor*: panică generală; clădirile solide suferă pagube majore, cele mai puţin solide sunt distruse; monumentele se prăbuşesc.

X. *Distrugerea generală a clădirilor*: clădirile solide suferă pagube majore, celelalte sunt complet distruse, apar fisuri în sol.

XI. *Catastrofal*: distrugerea majorităţii clădirilor, podurilor, căilor ferate; şoselele devin nepracticabile; apar fisuri largi şi adânci în sol.

XII. ***Modificări ale reliefului*****:** practic toate structurile aflate pe sol şi sub sol sunt distruse; suprafaţa solului este modificată radical.

Magnitudinea unui cutremur stă la baza întocmiri scării Richter. Reprezintă o mărime proporţională cu energia eliberată în focar sub formă de unde seismice (unde elastice). Este o mărime specifică unui cutremur şi se măsoară instrumental, folosind *amplitudinea maximă a undelor principale (L)* si *frecvenţa oscilaţiilor*, determinate pe seismogramele înregistrate în staţiile seismice.

Calculul magnitudinii şi legătura dintre aceasta şi energia eliberată de seism sunt descrise de relaţiile de mai jos (a, b):

a) $M = \log A + B$; b) $\text{Log } E = A_1 + B_1M$; c) $\text{Log } E = 11 + 1{,}6\ M$

E – energia eliberată de seism;

M – magnitudinea;

A – componenta orizontală maximă a amplitudinii undelor L;

B – constantă care depinde de substratul geologic, distanţa de al epicentru la staţia seismică şi caracteristicile seismografului; se determină experimental.

A_1, B_1 – constante de proporţionalitate între magnitudinea seismului şi energia eliberată, determinate experimental şi care depind de caracteristicele geologice ale zonei seimice

Pe baza acestor parametrii s-au întocmit scara de magnitudine (scara Richter), cu nouă grade, corelată cu scările de intensitate (fig. 5).

Pentru seismele vrâncene din ţara noastră, una din relaţiile care estimează energia eliberată în zona epicentrală este cea descrisă la punctul c.

Estimarea energiei eliberate în zona hipocentrală este dificil de estimat, în calcul fiind luaţi în considerare: adâncimea hipocentrului, mărimea suprafeţei hipocentrale, proprietăţile elastice ale păturilor intermediare, natura subsolului din zona staţiei seismice, durata oscilaţiilor în punctul de măsurare.

Elementele descrise în cazul unui seism sunt: *hipocentrul*, *epicentrul* şi *magnitudinea*.

Hipocentrul (= focarul) reprezintă un spațiu asimilat unui punct din interiorul Globului, unde are loc eliberarea bruscă de energie transformată în unde elastice, care se propagă spre suprafaţă. Pentru calcule se reduce spațiul la un punct central, în care se consideră că descărcarea de energie este maximă. La hipocentru se înregistrează și *adâncimea*;

Epicentrul reprezintă proiecţia focarului pe suprafaţa terestră. Punctul situat la antipodul epicentrului se numeşte *anticentru*.

În cazul epicentrului se înregistrează *coordonatele geografice* ale acestuia (*latitudinea* şi *longitudinea*) şi *unghiul de emergenţă*. Unghiul de emergenţă depinde de distanţa staţiei seismice faţă de punctul epicentral, fiind 0^0 în cazul cînd staţia seismică ar fi amplasată în punctul epicentral şi creşte până la 180^0, în care caz staţia ar fi situată în anticentru (fig. nr. 6). Practic, se măsoară unghiul sub care un câmp de unde, redus la o rază de propagare, soseşte la punctul de înregistrare.

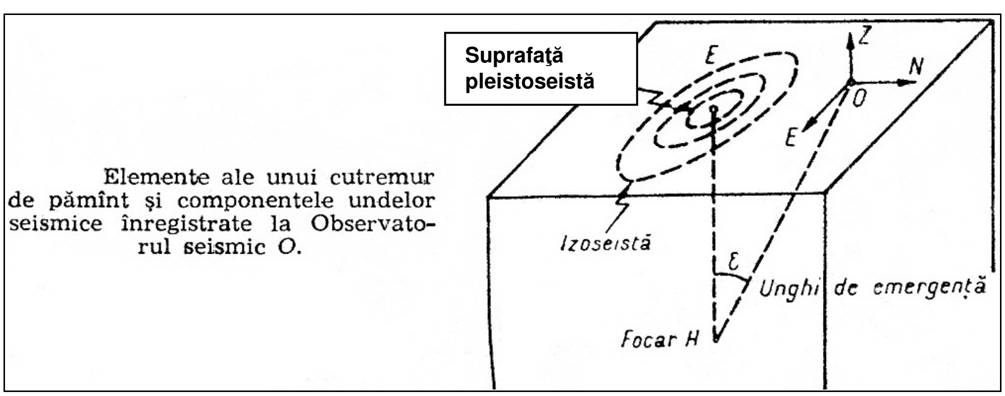


Fig. nr. 6 – Elementele unui seism: E – epicentru; H – hipocentru; ε – ungiul de emergenţă; E şi N componentele orizontale spre nord şi est ale câmpului seismic; Z – componenta verticală a câmpului seismic; O – punctul de observare (staţia seismică)

Considerarea epicentrului drept un punct la suprafaţa Pământului este o simplificare, în realitate la suprafaţă se găseşte o arie de intensitate maximă, denumită *zonă epicentrală* sau *suprafaţă pleistoseistă*. Punctele în care se manifestă acelaşi grad de solicitare seismică descriu izolinii de egală magnitudine sau intensitate seismică, izolinii denumite *izoseiste*.

Forma suprafeţei pleistoseiste şi *a izoseistelor* reflectă forma focarului şi gradul de omogenitate sau neomogenitate a subsolului. Astfel:

- *distribuţia circulară* a suprafeţei pleistoseiste şi a izoseistelor indică o *zonă hipocentrală circulară* şi un *mediu omogen* prin care se propagă undele seismice;
- *distribuţia liniară*, în lungul unui *epicentru liniar*, indică fracturarea scoarţei după o falie, cel mai probabil verticală, sau reactivarea unei astfel de falii;
- *distribuţia eliptică* a izoseistelor în jurul suprafeţei pleistoseiste indică fracturarea scoarţei după o falie înclinată, sau reactivarea unei falii înclinate;
- *distribuţia negeometrizată* (neregulată) în jurul suprafeţei pleistoseiste indică fracturarea scoarţei după un sistem complex de falii care delimitează un bloc rigid, distrus parţial la cutremur;

Magnitudinea este proporţională cu energia eliberată şi se indică pe Scara Richter.

2.2. Măsurătorile de polaritate a câmpului paleomagnetic corelate cu cele ale fluxului caloric teluric au contribuit la elaborarea modelului de dinamică a plăcilor litosferice şi a configuraţiei paleogeografice a suprafeţei terestre.

În principiu, prin corelarea informaţiilor geofizice s-au obţinut cele mai importante rezultate privind structura internă a Pământului.

3. Observaţiile directe reprezintă o altă modalitate de cunoaştere a compoziţiei chimice, mineralogice şi petrografice a scoarţei terestre. Acestea se fac în aflorimente, unde datorită mişcărilor geotectonice sau proceselor magmatice care se manifestă în ciclurile orogenetice, pot apare la zi roci şi fluide formate la adâncimi de peste 30-40 km. De asemenea cu lucrările de foraj s-au atins adâncimi de cca. 15000 m, sau de peste 3000 m cu lucrările miniere de extracție a unor minereuri.

2. Structura internă. Noţiunile de litosferă şi scoarţă terestră

În urma coroborării tuturor informaţiilor provenite din sursele menţionate anterior, geologii au ajuns la concluzia că Pământul este alcătuit din mai multe geosfere concentrice, separate de suprafeţe de discontinuitate (parametrii fizico-chimici se schimbă tranşant), la rândul lor caracterizate de proprietăţi fizico-chimice diferite (fig. 7, 8).

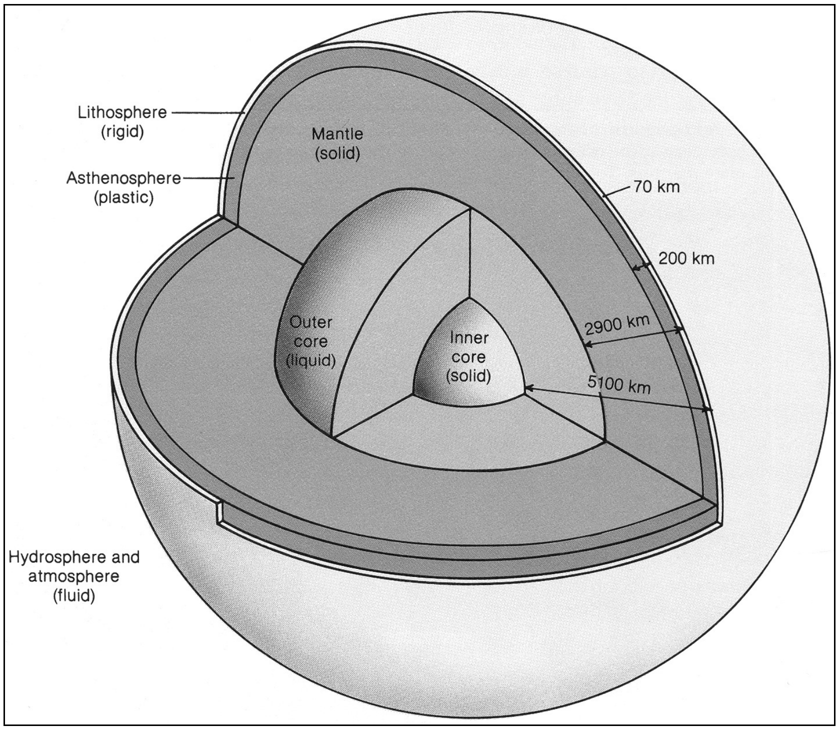


Fig. nr. 7 – Geosferele terestre figurate schematic

Primele modele ale structurii globului s-au bazat pe determinarea vitezelor undelor seismice de compresiune (longitudinale – P) şi de forfecare (transversale – S). Ulterior s-au adăugat şi alte date, precum interpretarea undelor de suprafaţă (Rayleigh şi Love, variaţia vitezei în funcţie de lungimea de undă) şi efectele exploziilor nucleare, la care epicentrul cutremurului şi momentul declanşării seismului artificial sunt cunoscute. Cutremurul catastrofal din Chile din 22 mai 1960 a deschis un nou câmp de investigaţii în seismologie, cu această ocazie constatându-se că Pământul intră la seisme violente în oscilaţii libere de foarte mare lungime de undă, ca un întreg. Aceste vibraţii torsionale (cu mişcări perpendiculare pe raza terestră) şi sferoidale (cu deplasări radiale şi tangenţiale) au permis îmbunătăţirea rezoluţiei pentru detectarea şi precizarea discontinuităţilor şi aprecierea *anelasticităţii* diverselor pături ale Globului (*anelasticitate* – atenuarea undelor seismice datorită fricţiunii interne din materia solidă).

Prima indicaţie asupra structurii concentrice a Pământului aparţine geologului englez Richard Dixon Oldham, care a constatat că propagarea undelor seismice nu se face uniform şi că variaţiile de viteză ale acestora spre interior, trebuie pusă pe seama schimbării naturii materialului străbătut.

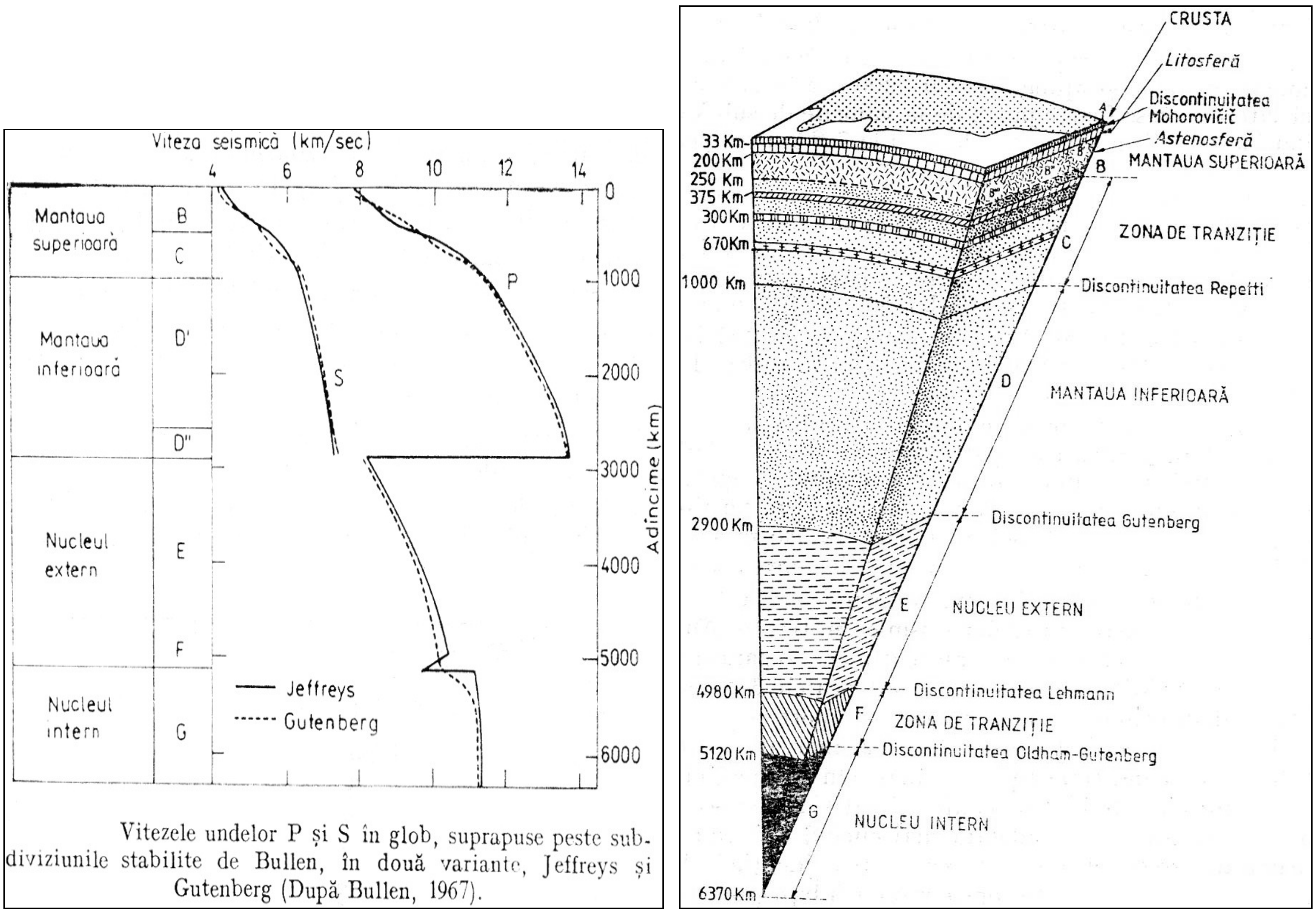
În 1909 geofizicianul croat Andrei Mohorovičič, studiind un cutremur din Peninsula Balcanică a descoperit că schimbarea vitezelor undelor se face brusc, ca şi cum în interiorul Globului ar exista discontinuităţi pronunţate între diferitele straturi constitutive. El a pus în evidenţă o astfel de discontinuitate la adâncimea de 50-70 km, discontinuitate care-i poartă numele şi în raport cu care se separă prima pătură a Pământului, scoarţa terestră, de următoarea, mantaua.

În 1913 geofizicianul american Beno Gutenberg a descoperit o discontinuitate la 2900 km (discontinuitatea Gutenberg) care separă mantaua de nucleu. În urma acestor demersuri s-au separat cele trei diviziuni principale ale Globului. Însă, s-a observat că acestea, la rândul lor, nu sunt omogene şi că ele pot fi subdivizate.

În 1928 seismologul W. C. Repetti a identificat o discontinuitate la 1000 m adâncime, separând mantaua superioară şi inferioară, iar în 1936 seismologul Inge Lehman (daneză) a descoperit că şi nucleul este divizat de o discontinuitate la 4980 km (discontinuitate care-i poartă numele), în nucleul intern şi extern. În 1942 seismologul englez Keith Edward Bullen a separat o zonă de tranziţie în cadrul nucleului, de 140 km grosime situată între 4980 şi 5120 km (la 5120 km discontinuitatea Oldham-Gutenberg).

Pe baza celor menţionate şi a altor date geofizice s-a stabilit schema generală a structurii Pământului. În funcţie de caracteristicilei fiecărei pături în parte, Bullen a introdus în 1942 o nomenclatură, indicând cu literele A, B, ... G, păturile constitutive principale ale Globului, ulterior fiind completate cu o serie de subdiviziuni (fig. 8).

În 1948 Gutenberg separă în mantaua superioară stratul de viteză redusă, cu o importamţă majoră în dinamica plăcilor litosferice şi delimitează între 400 şi 1000 km zona de tranziţie, între mantaua superioară şi mantaua inferioară.



Vitezele undelor P şi S în glob, suprapuse peste subdiviziunile stabilite de Bullen, în două variante, Jeffreys şi Gutenberg (După Bullen, 1967).

Fig. 8 – Viteza undelor seismice P şi S (în stânga) şi structura internă a Globului terestru (din Bleahu, 1983) (în dreapta)

A. *Crusta (scoarţa, litosfera superioară)* – prezintă o mare variabilitate în ce priveşte viteza de propagare a undelor seismice P şi S, reflectând compoziţia şi structura sa complicată. Se întinde de la suprafaţă până la discontinuitatea Moho, care se găseşte la 4-8 km sub oceane şi ajunge sub vechile scuturi continentale la 80 km. Grosimea medie a acesteia este de 33 km.

Scoarţa se împarte în trei tipuri: scoarţă continentală, scoarţă de tranziţie şi scoarţă oceanică.

Scoarţa continentală este alcătuită din trei pături: *pătura sedimentară* sau *stratisfera* cu grosimi de 0-15 km, *pătura granitică* cu o grosime de 10-15 km în platforme şi 30-40 km în catenele montane, *pătura bazaltică* cu grosimi de 15-20 km; *scoarţa oceanică* este alcătuită dintr-o *pătură sedimentară* cu o grosime de 0-2000 m (şi peste 2000 m în fosele oceanice) şi o *pătură bazaltică* de 5-6 km grosime; *scoarţa de tranziţie* se distinge de cea continentală prin scăderea grosimii păturii granitice (fig. 9).

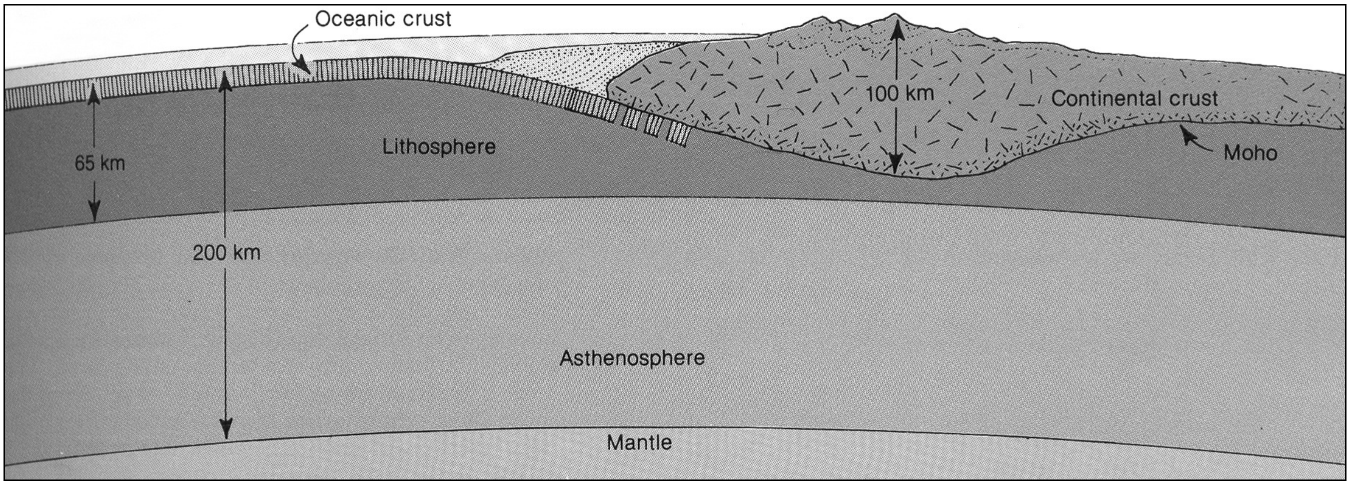


Fig. nr. 9 – Raporturile între scoarţele continentale şi oceanice şi litosferă

B. ***Mantaua superioară*** **–** începe de la discontinuitatea Moho, unde undele seismice P îşi modifică brusc viteza de la 6,9 km/s la 8,1 km/s iar cele S de la 4,5 km/s la 4,7 km/s şi tine până la o adâncime de 400 km. În funcţie de variaţia vitezelor undelor seismice în cadrul mantalei superioare s-au separat trei pături notate cu *B', B'' şi B'''*.

Stratul B' (*litosfera inferioară*) are o grosime medie de 50-70 km sub oceane şi de 150-200 km sub scuturile continentale. Este alcătuit din roci ultrabazice, cu densităţi de 3,3-3,5 g/cm^3.

De la aceste adâncimi vitezele undelor seismice scad, conturându-se până la adâncimea de 250 km stratul B''. Acesta este denumit ***strat de viteză redusă*** sau ***astenosfera.*** Aici materia se găseşte în apropierea limitei dintre lichid şi solid, stare denumută *solidus*. În astenosferă iau naştere curenţii de convecţie. Topiturile magmatice din astenosferă, după unele estimări, ar reprezenta numai 2%.

Sub acesta până la 375-400 km se întinde stratul B''', mult mai omogen decât primele două.

În teoriile dinamice moderne stratului de viteză redusă îi revine un rol foarte important fapt pentru care partea superioară a Globului a fost împărţită în raport cu acesta. Astfel ***crusta plus stratul B''*** *formează* ***litosfera****, în care vitezele undelor seismice cresc continuu, cu o săritură pe Moho.* Trebuie subliniat că litosfera este divizată în plăci tectonice care sunt în mişcare pe astenosferă (fig. 7, 8, 9).

C. ***Zona de tranziţie*** – se întinde de la adâncimi de 375-400 km până la 1000 km, la discontinuitatea Repetti.

D. ***Mantaua inferioară*** – Se întinde de la D. Repetti până la 2900 km, la D. Gutenberg. Neomogenităţile din mantaua inferioară au condus la separarea stratelor D' şi pe ultimii 200 km stratul D''. Este formată din silicaţi feromagnezieni şi sulfuri metalice de Cr, Ni, Fe.

E. ***Nucleul extern*** **–** se întinde de la 2900 km (mai precis de la 2 898 km ± 3 km) până la 4980 km. Este în stare lichidă, motiv pentru care nu este străbătut de undele seismice de forfecare S. Datorită stării lichide a materiei, se formează şi aici curenţi de convecţie.

F. ***Zona de tranziţie*** **–** ar avea o grosime de cca 140 km, fiind caracterizată de prezenţa mai multor suprafeţe de discontinuitate care fac trecerea spre nucleul intern.

G. ***Nucleul intern*** **–** este considerat o sferă cu o rază de 1250 km, cuprins între 5120 km şi centrul Pământului, alcătuit din Ni şi Fe, cu o densitate cuprinsă între 11 şi 15 g/cm^3.

3. Câmpurile şi proprietăţile fizice ale Globului

Cunoaşterea proprietăţilor fizice ale materiei din interiorul Pământului, constituie una din problemele cele mai dificile. Aceste proprietăţi decurg din geneza, evoluţia, structura sa internă, interacţiunea cu astrul Sistemului solar (Soarele) şi celealte planete. Din datele care au putut fi stabilite sau deduse indirect, prin relaţii fizico-matematice, s-au obţinut modele privind variaţia vitezelor undelor seismice în funcţie de parametrii fizico-chimici ai materiei, varaţia densităţii în adâncime, a temperaturii, a presiunii, etc.

La scară planetară sunt o serie de fenomene fizice asociate structurii interne a Globului, care decurg din cele patru forţe fundamentale care se consideră că guvernează materia:

- *interacţiunea „forte”* sau *forţa de coeziune a particulelor nucleelor*;
- *interacţiunea electromagnetică*, responsabilă de acţiunile electrice şi magnetice;
- *interacţiunea slabă*, forţa care reglementează comportamentul entităţilor specifice;
- *interacţiunea gravităţii*, responsabilă de coeziunea galaxiilor, stelelor, planetelor şi tuturor corpurilor naturale.

Intensităţile acestor forţe scad considerabil de la prima, cea mai puternică, la ultima, cea mai slabă. În Universul fizic şi în consecinţă şi pe Pământ, fiecare din aceste forţe acţionează în spaţii specifice, adică în *câmpuri fizice proprii*. Particulelor materiale le sunt asociate forţe, de exemplu: din masa fiecăreia, invariabil în orice punct al Universului, decurge *forţa atracţiei universale* (*gravitaţia*); din sarcinele electrice de semn contrar decurg *forţele electrice de atracţie şi de respingere*; forţele electrice produc la rândul lor *forţele magnetice*, de asemenea dipolare; din contracţia particulelor apar *forţele nucleare* însoţite de *energie termică,* considerate „embrionul” rotaţiei şi a lanţului reacţilor termonucleare, adică motorul transformării materiei.

3.1. Gravitaţia

Câmpul gravităţii realizează coeziunea tuturor părţilor componente ale planetei, cu forţe proporţionale cu masa şi distanţa lor faţă de centrul Pământului. Greutatea unui corp situat într-un anume punct pe suprafaţa Pământului este rezultanta tuturor forţelor de atracţie generate de corpurile terestre şi extraterestre cu masă şi a forţelor de antrenare centrifuge (forţa centrifugă, forţa Coriolis). Greutatea este o forţă proporţională cu masa corpului şi acceleraţia gravitaţională. Masa unităţii de volum este o constantă având aceeaşi valoare în orice punct al Universului.

Spaţiul în care corpurile sunt grele, adică în care se resimte simultan atracţia maselor şi mişcarea de rotaţie a Globului, se numeşte câmp gravific sau câmpul gravităţii. Trebuie precizat că atracţia pe care Pământul o exercită asupra corpurilor de pe suprafaţa sa şi din spaţiul care-l înconjoară, reprezintă un caz particular al unui fenomen universal, pus în evidenţă de Newton şi numit *atracţia universală.*

Câmpul gravitaţional este caracterizat de intensitate ($g_i = mg$) şi acceleraţie gravitaţională, egale ca dimensiune şi măsurate în Sistemul Internaţional în gali (1 gal = o forţă care imprimă o acceleraţie gravitaţională de 1 cm/s^2). În cazul Pământului intensitatea (= acceleraţia gravitaţională) câmpului gravitaţional nu are o valoare uniformă, fiind mai mare la poli (de 983 gali) şi mai mică la ecuator (de 973 gali).

Acest lucru se explică prin diferenţa de rază şi acţiunea forţei centrifuge care are este nulă la poli şi maximă la ecuator. Din acest motiv greutatea corpurilor de la suprafaţa terestră depinde de latitudine şi altitudine. Astfel la poli un obiect este cu 5% mai greu decât la ecuator, iar la o altitudine egală cu raza medie terestră, greutatea corpurilor este de patru ori mai mică decât la nivelul mării.

Variaţia intensităţii câmpului gravitaţional pe verticală este condiţionată de variaţia volumelor şi densităţilor geosferelor, de la suprafaţă spre centrul de greutate al Globului şi de la suprafaţă în geosferele exosferei. În consecinţă, pe verticală intensitatea câmpului gravitaţional are valoare maximă la limita nucleu / manta (1030 gali) şi descreşte spre centrul Pământului, unde este nulă. Spre suprafaţă descreşte, cu o variaţie la limita manta / scoarţă, atingând la suprafaţă o valoare medie de 981 gali. Scade apoi cu

altitudinea, înregistrându-se o intensitate a câmpului gravitaţional cu o valoare de cca. 4 ori mai mică la o înălţime egală cu raza terestră (fig. 4, 10).

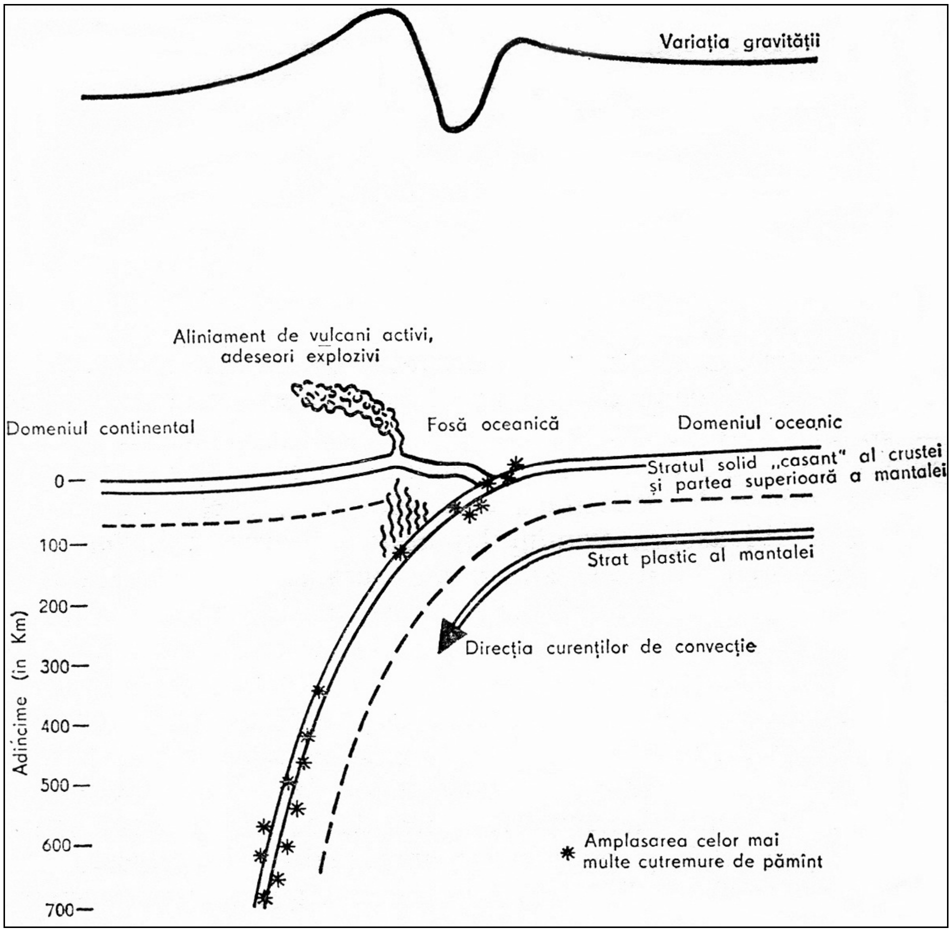


Fig. nr. 10 - Variaţia câmpului gravitaţional deasupra foselor oceanice

3.1.2. Densitatea

Geoştiinţele dispun de o serie de date care au permis estimarea densităţii medie din păturile superioare ale scoarţei (2,67 g/cm^3) şi a densităţii medie a întregului Glob (5,5168 g/cm^3) (fig. 4).

În procesul de evoluţie a modelelor de estimare a densităţilor geosferelor interne, trebuiesc amintite modelul petrografic al lui Suess (1909) şi modelul geochimic al lui Goldschmidt (fig. 11).

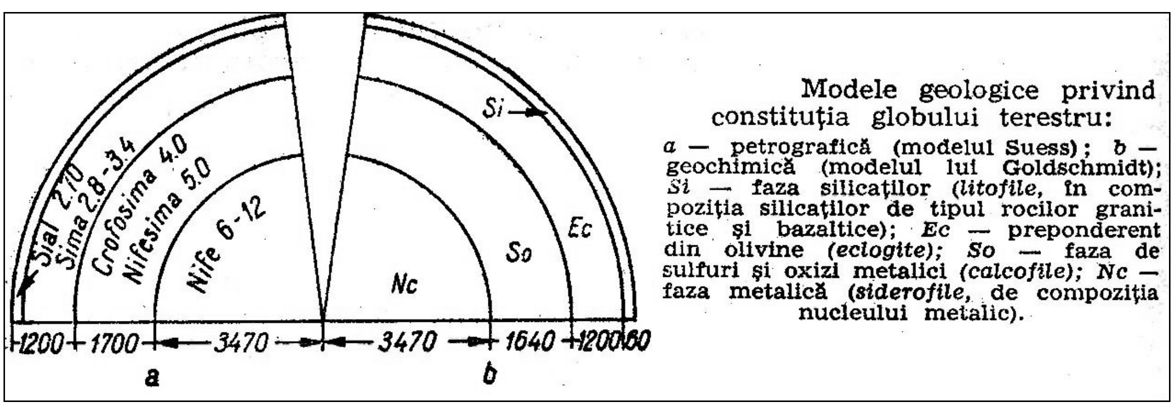


Fig. nr. 11 – Modele de distribuţie a materiei în funcţie de compoziţia chimică şi densitate

După 1960, s-a încercat să se rezolve această problemă prin modelare electronică (pe calculator), în 1968 fiind introduşi diferiţi parametrii fizico-chimici ai Pământului într-un program. Au rezultat prin prelucrarea acestor parametrii un număr de peste 5 milioane de modele, care au fost testate ulterior cu parametrii geofizici reali şi în final au rezultat doar 6 modele care satisfăceau datele cunoscute, iar dintre acestea doar trei au fost considerate verosimile.

În momentul de faţă se vehiculează valori medii ale densităţii de 2,6-2,7 g/cm^3 pentru pătura sedimentară, de 3.3 g/cm^3 la baza scoarţei, 3,4-3,54 g/cm^3 în mantaua superioară şi de 12,8 g/cm^3 în nucleul intern. Densitatea medie oferită de cele mai noi determinări ar fi de 4,5517 g/cm^3.

3.1.2. Presiunea

În interiorul Pământului se manifestă în principal presiunea litostatică şi stressul (presiunea orientată).

Presiunea litostatică (= *presiunea hidrostatică*) este determinată de greutatea coloanei de roci şi creşte cu adâncimea. Astfel, este estimată la 0,5 mil. atm. în crusta inferioară, 1,3-1,6 mil. atm în manta şi ajunge la 3,7-3,9 mil. atm. în centrul Pământului.

Variaţia presiunii în lungul razei terestre se calculează în funcţie de variaţia densităţii şi a acceleraţie gravitaţionale. Calculul constă din determinarea greutăţii unei coloane de materie terestră pe unitatea de suprafaţă, la o anumită adâncime. Calculul se face pe baza legilor hidrostatice, adică se presupune lipsa presiunilor laterale şi că stratele superioare apasă stratele inferioare cu toată greutatea lor.

Una din formulele de calcul al presiunii este $P = H \times S \times \delta \times g$, unde:

H = adâncimea coloanei;

S = suprafaţa unitară;

δ = densitatea medie a materialului din coloană;

g = acceleraţia gravitaţională.

Acţiunea presiunii litostatice determină compactarea rocilor, evacuarea apei din pori, etc.

Presiunea orientată (stressul) se manifestă în scoarţa terestră cu o valoare maximă pe o anumită direcţie şi determină apariţia şistozităţii rocilor metamorfice, formarea cutelor, faliilor, şariajelor, etc.

3.2. Energia calorică

Sursele de energie ale Pământului sunt de origine externă şi internă.

1. Căldura externă

Energia calorică externă provine în întregime de la Soare şi este neuniform distribuită la suprafaţa Globului, datorită formei şi înclinării axei de rotaţie faţă de planul de revoluţie. Constanta solară măsurată la limita superioară a atmosferei este 1,9 cal/cm^2/minut, iar cantitatea totală de căldură este de 90000 x 10^{12} waţi/an.

Radiaţia solară primită de la Soare este aproape în totalitate o radiaţie de lungime scurtă, dată fiind temperatura foarte ridicată de al suprafaţa astrului. Aceasta este transformată în radiaţie de lungime lungă de către Pământ, care este mult mai rece decât Soarele. În urma proceselor de absorbţie şi de reflexie din atmosferă, doar 47% din radiaţia cu lungime de undă scurtă ajunge la suprafaţa terestră, denumită *radiaţie globală* (43% - radiaţia directă şi 4% - radiaţia difuză). Aceasta o converteşte în radiaţie cu lungime de undă lungă (radiaţia infraroşie = calorică = termică), din care 39% încălzeşte atmosfera iar 8% se pierde în spaţiul cosmic.

Radiaţia care nu este reflectată de suprafaţa terestră este consumată pentru fotosinteză (0,1%), evapotranspiraţie şi evaporarea apei de pe suprafeţele acvatice şi din sol (reprezintă o sursă de *forţe antigravitaţionale* ce declanşează circuitul apei în natură şi acţiunea geodinamică a atmosferei). Restul este absorbit de suprafaţa terestră (sol, roci, vegetaţie), care o înmagazinează sub formă de căldură. Astfel, suprafaţa terestră se încălzeşte datorită radiaţiei solare, iar atmosfera datorită radiaţiei retransmise de

Pământ. Componentele din atmosferă precum CO_2, CH_4, NO_2, O_3, freoni (clorofluorocarbonii), denumite şi *gaze de seră*, absorb radiaţia terestră şi împiedică pierderea căldurii în afara troposferei. Aceste componente alături de vaporii de apă sunt responsabile în cea mai mare parte de aşa-zisul *efect de seră*.

***2. Căldura internă* (*= flux termic terestru*)**

Ponderea energiei termice interne în bilanţul termic al Pământului este de numai 0,5% (30×10^{12} waţi, din care vulcani participă doar cu $0{,}1 \times 10^{12}$ waţi). Căldura internă are ca surse *rezerva iniţială*, *radioactivitatea*, *gravitaţia* şi *presiunile geotectonice.*

a) *Rezerva iniţială* rezultă din faza de evoluţie pregeologică a Globului. O mare parte din această energie s-a pierdut prin conversie şi conducţie. Căldura conservată în interiorul planetei din timpurile pregeologice este denumită *căldură reziduală*.

Nu se poate construi nici un model asupra rezervei iniţiale de căldură, în general asupra distribuţiei izotermelor şi fluxului caloric în interiorul Pământului, fără a lua în considerare ipotezele de formare a acestuia. Pentru formarea Pământului există două teorii fundamentale:

- s-a format dintr-o masă incandescentă iniţială care s-a răcit treptat;
- s-a format prin acreţiunea materialului cosmic rece, ulterior supus unei încălziri şi topiri parţiale, după care a urmat procesul de răcirea exact în sensul genezei „la cald”.

În cazul ipotezei „la rece”, care se bucură de o audienţă mai mare în prezent, se admite că temperatura iniţială a materiei cosmice era foarte coborâtă, sub punctul de topire al silicaţilor. Timpul pregeologic de acreţiune este estimat la 10^8 ani, interval de timp relativ scurt, dar în care au avut loc importante procese de încălzire a Globului.

Primul proces se referă la *dezintegrarea radioactivă* a izotopilor cu viaţă lungă, cu timp de înjumătăţire suficient de lung pentru a produce o încălzire considerabilă: U^{236} (Uraniu), Sm^{145} (Samariul), Pu^{244} (Plutoniu - artificial), Cm^{247} (Curiu - artificial). Dacă întreaga căldură generată în acest mod ar fi fost reţinută de Pământ, atunci temperatura produsă ar fi fost de $2000\text{-}3000^0$ C.

Al doilea proces termogenerator este considerat a fi *comprimarea adiabatică*, determinată de presiunile de tip hidrostatic şi atracţia gravitaţională. Aceste procese ar fi determinat o creştere cu câteva sute de grade în cazul presiunilor de tip hidrostatic şi de cca. 1600^0 C în cazul consumării energiei gravitaţionale.

„Geneza la cald” sau „Geneza la rece” care presupune ulterior şi o retopire, cel puţin parţială, nu ridică probleme în ce priveşte căldura internă. Dificultăţile intervin însă când încercăm să explicăm modul de formare a structurii concentrice a Pământului, cu dispunerea sferelor concentric în funcţie de densitate.

Un model (Ringwood, 1940) presupune că în stadiile iniţiale Pământul a avut o atmosferă reducătoare (formată mai ales din carbon şi metan), care a dus la reducerea oxizilor şi silicaţilor până la aliaje metalice, în special de fier şi nichel. În acest mod s-au format la partea superioară compuşi metalici denşi şi grei, iar în interior s-au acumulat compuşi mai puţin denşi şi mai uşori. Acest aranjament instabil gravitaţional ar fi fost urmat de o scufundare a porţiunilor metalice de la suprafaţă spre interior, formându-se structura concentrică ordonată după greutate.

Dificultatea acestui model constă în faptul că implică o retopire totală a materiei cosmice, ceea ce nu explică cantitatea de elemente volatile (de ex. Hg, As, Cd şi Zn) care s-a putut conservat numai în condiţiile unui Glob retopit parţial. Altfel, aceste elemente s-ar fi pierdut aşa cum s-a pierdut hidrogenul şi heliul în spaţiu atmosferic. Aşa cum se deduce, nici mecanismul segregaţiei după densitate, nici starea iniţială a materiei cosmice acreţionate, complet lichidă sau parţial lichidă, nu au fost încă rezolvate. Se admite totuşi că planeta s-a consolidat treptat, rezultând structura actuală. Dar indiferent de model şi de distribuţia izotermelor în interior, trebuie avut în vedere un fapt, cu totul enigmatic, care a determinat conservarea unei pături lichide între mantaua şi nucleul intern.

Pe baza diferitelor modele şi metode geofizice, luându-se în considerare punctele de topire a fierului şi nichelului în corelaţie cu variaţia presiunii, s-au estimat temperaturi de 3900^0 C în centrul Globului, 3600^0 C la contactul nucleului intern cu cel extern, de 3300^0 C la contactul dintre manta şi nucleu, 1177^0C la limita crustă – manta, etc. (vezi tabelul, fig. 4).

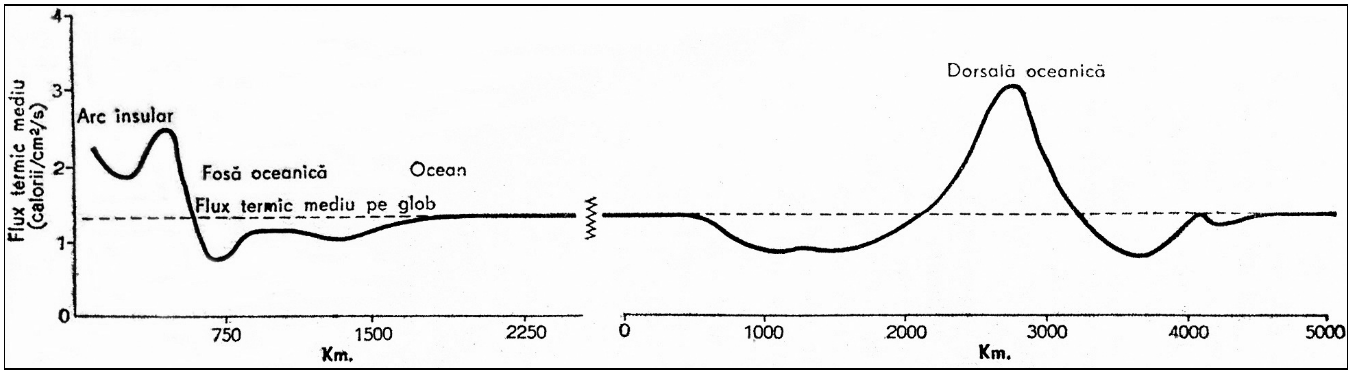


Fig. nr. 12 – Variaţia fluxului termic terestu deasupra foselor oceanice şi rifturilor oceanice

b) *Radioactivitatea actuală* este condiţionată de concentrarea elementelor radioactive în scoarţă. Acestea se concentrează preponderent în scoarţele continentale, în special în rocile acide din pătura granitică şi cu totul subordonat în scoarţele oceanice. Se estimează că 2/3 din fluxul termic teluric provine din scoarţă, din corpurile granitice care concentrează elementele radioactive. Se opinează că la baza păturii granitice se produce creşterea temperaturii până la topirea materialului şi formarea camerelor magmatice, fapt confirmat de scăderea vitezei undelor seismice.

c) *Gravitaţia* şi *presiunile geotectonice* produc energie calorică care conduc la creşterea temperaturilor în interior, în sistem adiabatic.

Pierderea energiei calorice interne este nesemnificativă, de exemplu în cazul vulcanismului când se înregistrează pierderile cele mai mari, acestea ajung de abia la 1%.

Din interiorul Pământului spre suprafaţă, litosfera este străbătută de un curent de conducţie termic, denumit *flux termic terestru (HF)*. În scoarţă, de la suprafaţă spre adâncime temperatura creşte până la cca. 2000 m cu un *gradient geotermic de 3^0C la 100 m (treapta geotermică este de 33 m, adică pe o adâncime de 33 m creşte temperatura cu 1^0C)*. Apoi temperatura creşte lent până la 3900^0C în nucleu.

Energia internă determină procese interne care duc, de exemplu, la formarea curenţilor de convecţie, magmelor în adâncime, a proceselor vulcanice, izvoarelor geotermale, etc. şi în final la deschiderea bazinelor oceanice şi formarea catenelor orogenice.

3.3. Radioactivitatea

Georadioactivitatea este o moştenire cosmică a Pământului şi corespunde instabilităţii nucleare a substanţelor radioactive distribuite în masa terestră şi se caracterizează prin procesul de dezintegrare radioactivă. Dintre elementele radioactive, thoriul şi uraniul sunt cei mai preţioşi martori ai istoriei Pământului, datorită izotopilor cu *timpi de înjumătăţire* foarte mari: Th^{232} – 13,9 mld. ani, iar U^{238} – 4,5 mld. ani. Aceste transformări radioactive constituie baza metodelor de determinare a *vârstelor absolute* fig. 13).

Potrivit unor evaluări relativ recente, Pământul mai dispune încă de următoarele rezerve de elemente radiocative, exprimate în miliarde de tone: 50000 Th^{232}, 16000 U^{238} şi 113 de U^{235}. În faza Pământului tânăr, acum 4,5 miliarde de ani, cantităţile, exprimate tot în miliarde de tone, ar fi fost următoarele: 62000 Th^{232}, 32000 U^{238} şi 9200 U^{235}. Rezultă că Pământul a consumat anual, în medie, cel puţin 20000 tone de subtanţe radioactive. Dacă se ţine seama că transformarea unui atom de U^{238} este însoţită de degajarea unei energii de 50 MeV (*mega electron-volţi*) (1 MeV = 1,602 x 10^{-13} joule), a unui atom de U^{235} de 45 MeV şi a unui atom de Th^{232} de 40 MeV, nu este greu să se aprecieze cantitatea uriaşă de energie pe care o furnizează planetei acest fenomen. Ea este consumată, în primul rând, pentru menţinerea „bilanţului termic” al Pământului.

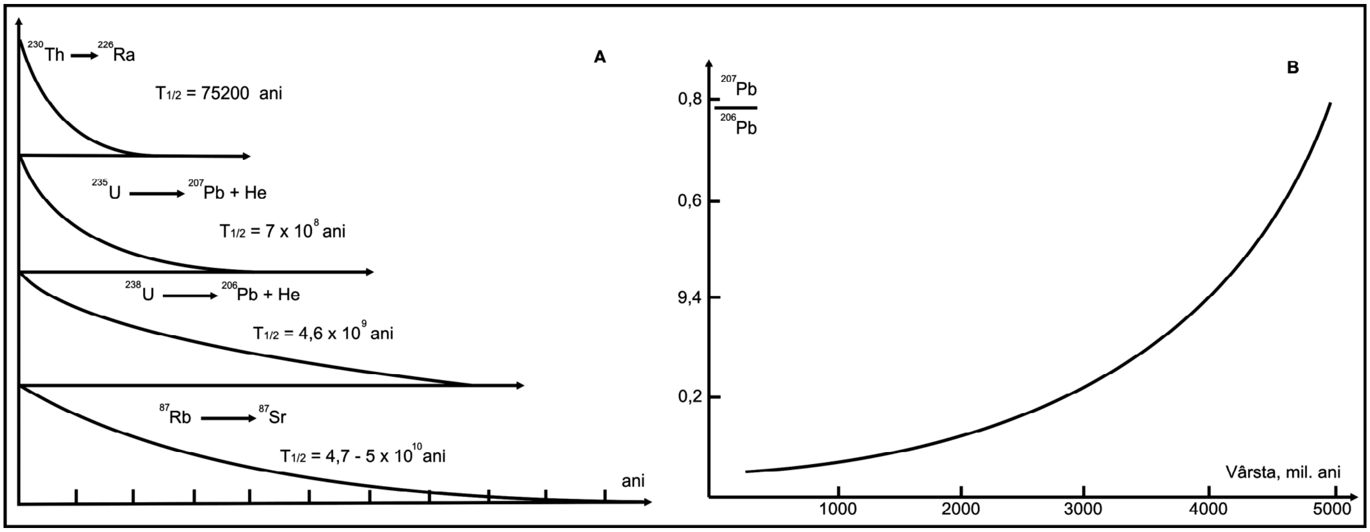


Fig. nr. 13 – Curbe de determinare a vârstelor absolute pe baza dezintegrării unor izotopi

3.4. Magnetismul şi paleomagnetismul

Globul terestru se comportă ca un *magnet gigant*, mai precis ca un dipol geomagnetic, fiind înconjurat de un câmp magnetic, care se extinde în jurul Terrei pe o distanţă de 10 raze pământeşti. Liniile câmpului magnetic ies din *polul sud* şi intră prin *polul nord*. De subliniat că existenţa câmpului magnetic a constituit *una dintre condiţiile apariţiei vieţii* pe Pământ; fără acest *scut protector* razele cosmice nocive ar fi distrus orice germene organic (fig. 14).

Elementele spaţiale ale câmpului geomagnetic nu se suprapun reţelei geografice. Astfel polul nord magnetic real se găseşte în vestul Groenlandei, iar axa geomagnetică care uneşte polii magnetici nu coincide cu axa de rotaţie a Pământului, axa polilor magnetici trecând pe la 1100 km de centrul Pământului.

De menţionat că în legătură cu câmpul geomagnetic terestru se vorbeşte despre *polii magnetici*, descrişi ca reprezentând punctele (zonele) unde înclinaţia câmpului magnetic este egală cu $\pm 90^0$ şi *polii geomagnetici* care reprezintă punctele unde axa geomagnetică intersectează suprafaţa terestră (fig. 16).

Coordonatele geografice ale polilor geomagnetici măsuraţi în 1990 sunt de 77^0 lat. N şi $102,3^0$ long. V pentru polul nord (în nordul insulei Bahurst, Canada). Măsurătorile migraţiei polilor magnetici începând din 1832, au arătat că polul nord s-a deplasat spre nord cu cca. 11 km/an, iar cel sudic, de pe continetul antarctic, spre NNV, în Oceanul Indian, cu cca. 9 km/an. Diferenţele de viteză înregistrate la suprafaţă nu se datoresc unei viteze unghiulare diferite, ci mai ales morfologiei suprafeţei geoidului.

Principala cauză a magnetismului terestru o prezintă prezenţa curenţilor de convecţie din nucleul extern al Pământului.

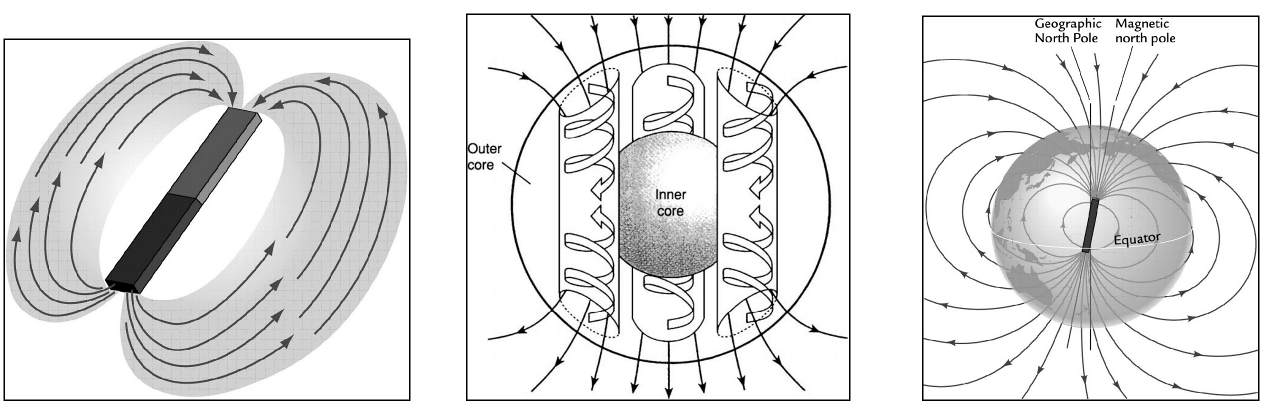


Fig. nr. 14 – Liniile de forţă ale câmpului în cazul unui dipol magnetic (stânga) şi liniile de forţă ale câmpului magnetic terestru idealizat, orientate dinspre polul sud spre polul nord

În realitate, câmpul magnetic terestru prezintă un aspect mult mai complicat. Aceasta este supus permanent unor presiuni şi deformări de către atmosfera Soarelui aflată în expasiune. Aceasta este alcătuită dintr-o sumă de elemente şi particule, în principal din H^{+}, $^{4}He^{2+}$, e^{-} (electroni), aflaţi în permanentă mişcare cu viteze foarte variabile (270 – 650 km/s.

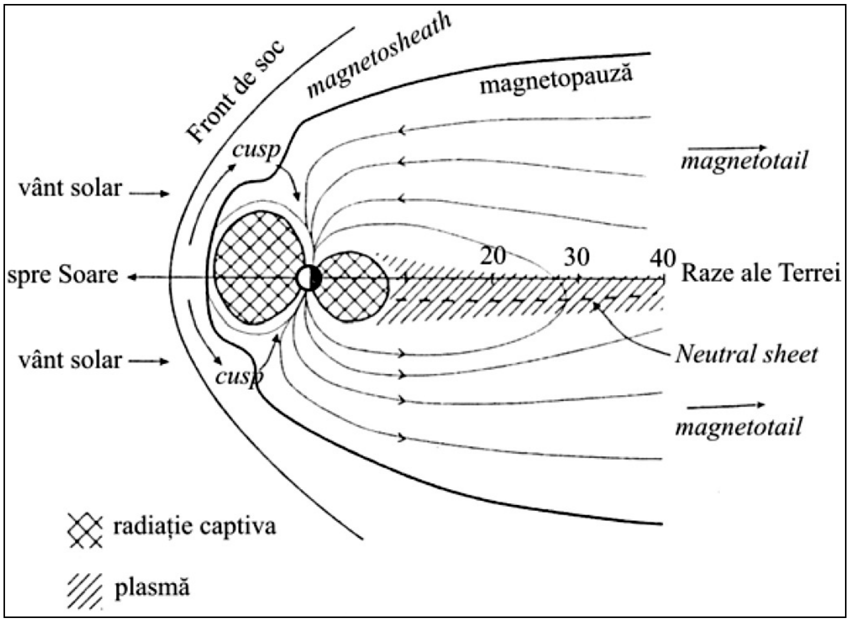
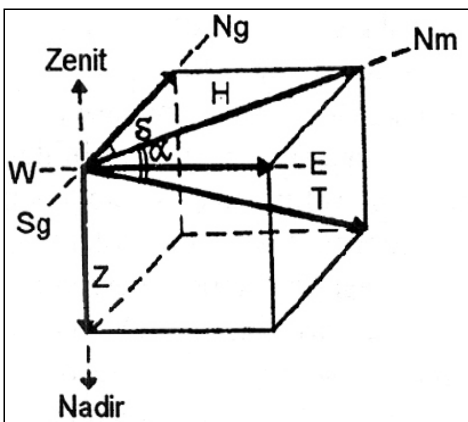


Fig. nr. 15 – Deformarea câmpului magnetic terestru sub acţiunea expansivă a atmosfere Soarelui

Această mişcare formează vîntul solar, care comprimă câmpul spre Soare şi îl alungeşte foarte mult în partea opusă. În apropierea Pământului câmpul magnetic este suficient de puternic pentru a se opune eficient expasiunii atmosferei solare, forţând vântul solar să se disipeze în doi curenţi care înconjoară câmpul magnetic (front de şoc = linia care disipează vântul solar; cusp = o zonă sub formă de corn, unde particulele vântului solar pătrund într-o cantitate redusă în ionosferă; magnetosheath = teacă magnetică, zona în care viteza particulelor vântului solar se reduce considerabil; magnetopauza = reprezintă marginea efectivă a magnetosferei, care ecranează vântul solar; magnetotail = coada geomagnetică; neutral sheet = zona în care intensitatea câmpului scade progresiv, posibil zonă de interconctare a câmpului magnetic terestru la cel interplanetar) (fig. 15).

Principalii parametri ai câmpului magnetic sunt:



Elementele câmpului magnetic terestru şi orientarea lor faţă de punctele cardinale: componentele orizontală (H) şi verticală (Z) ale câmpului magnetic total (T); δ - unghiul de declinaţie magnetică, α - unghiul de înclinaţie magnetică; N_g, E, S_g, W – punctele cardinale; N_m- nordul magnetic (după V. Lăzărescu, 1980).

Fig. nr.16 – Elementele câmpului magnetic terestru

Intensitatea câmpului magnetic care se măsoară în <u>*gamma*</u> (ca unităţi de inducţie şi de câmp) este mai mică la *ecuator (25000 gamma)* şi mai mare la *poli (70000 gamma)*. Pentru acest parametru se

elaborează hărții cu izodiname (izogame), hărţi pe care pot să apară *anomalii magnetice* legate de prezenţa în subsol a unor corpuri feromagnetice.

Declinaţia magnetică reprezintă unghiul dintre direcţia nordului magnetic şi direcţia nordului geografic într-un punct dat şi se măsoară în grade. Liniile care unesc punctele cu aceiaşi valoare a declinaţiei magnetice se numesc *izogone* (fig. 16, 17).

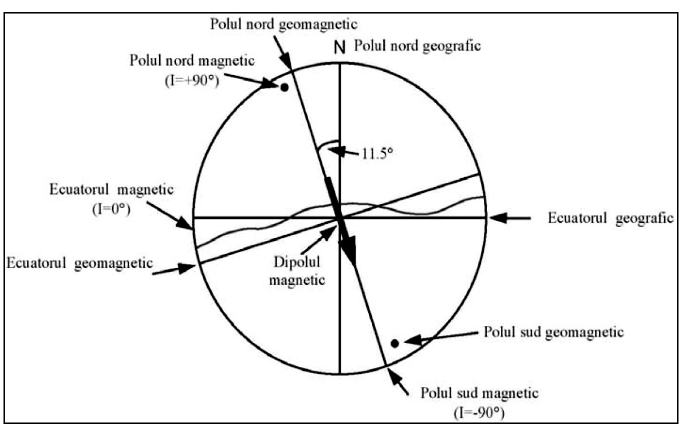
Înclinaţia magnetică este unghiul dintre orizontala locului şi planul acului magnetic, valoarea acestuia fiind 0^0 la ecuator şi 90^0 la poli. Liniile de aceeaşi valoare a înclinaţiei magnetice sunt *izoclinele* (fig. 16, 17).

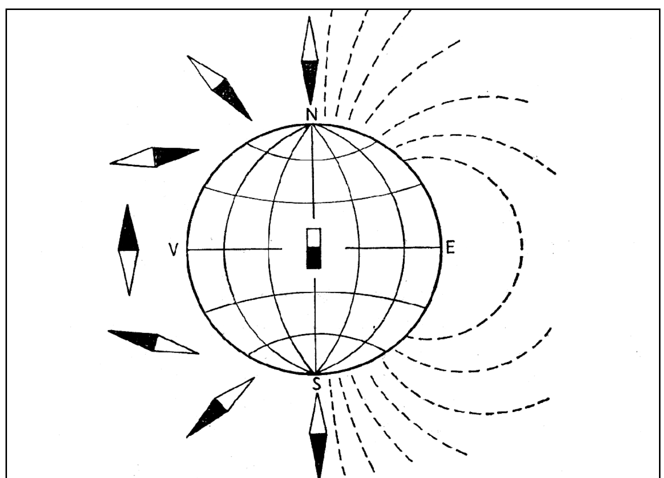
Paleomagnetismul sau ***magnetismul remanent*** arată orientarea liniilor câmpului magnetic în momentul formării rocilor.

Încă din 1634 *Gellibrand* a descoperit că declinaţia magnetică în zona Londrei variază periodic în timp, de la un an la altul. Fenomenul a fost denumit ulterior *variaţie seculară*, constatându-se că ea afectează şi înclinaţia şi intensitatea câmpului magnetic. Din analiza hărţilor cu izolinii (hărţi izoporice, cu izogone, cu izocline sau cu izodiname) s-a observat o migraţiune a polului boreal spre vest, cu $0{,}18^0$ long/an. Aceasta semnifică că o rotaţie completă a reţelei magnetice se realizează la cca. 2000 ani.

Anomaliile magnetice de scară mare mare, variaţiile seculare nu pot fi decât expresia unor fenomene cu sediul în interiorul Globului. Migrarea nu este compatibilă cu un Glob solid în întregime, ci trebuie asociată unui strat lichid sau cel puţin vâscos, aşa cum se interpretează a fi nucleul extern. Probabil modificările intervenite la acest nivel se repercutează la suprafaţă cu întârzieri de ordinul milioanelor de ani, chiar miliardelor de ani. Aceste probleme constituie obiectul de studiu al unei noi ramuri a geofizicii, *paleomagnetismul*.

Este cunoscut faptul că în decursul timpului geologic au avut loc inversiuni ale polarităţii terestre, cei doi poli schimbându-se între ei, astfel încât intervalele de timp în care polul nord se afla în direcţia spre care este situat şi în prezent se numesc *intervale de polaritate normală*, iar celelalte *intervale de polaritate inversă*.





RELAŢIA ÎNTRE ÎNCLINAŢIA MAGNETICĂ ŞI LATITUDINE

Cîmpul magnetic mediu al Pămîntului poate fi imaginat ca un simplu magnet bară în centrul Pămîntului, direcţionat în lungul axei de rotaţie, astfel încît înclinaţia unui ac magnetic suspendat variază de la verticală, în regiunea polului la orizontală, în regiunea Ecuatorului (relaţia este dată simplu de formula în care tangenta înclinării este jumătate din tangenta latitudinii). Măsurătorile înclinării rocilor magnetizate pot aşadar să fie folosite pentru a determina latitudinea la care rocile şi-au dobîndit magnetizarea lor.

Fig. nr. 17 – Relaţia dintre declinaţi li înclinaţia magnetică în cazul dipolului geomagnetic

Rocile şi mineralele se magnetizează în direcţia câmpului magnetic existent, acesta păstrându-se în roci şi după încetarea acţiunii câmpului iniţial. Acest magnetism se numeşte *magnetism remanent*.

Explicaţia conservării câmpului paleomagentic în roci este ilustrată de curba de histerezis (fig. 18). Astfel, dacă se supune magnetizarii o substasnţă, într-un câmp a cărui intensitate creşte progresiv, aceasta

se va magnetiza după curba A, până la o vloare maximă Mm. Supusă apoi unui câmp de polaritate inversă, intensitatea câmpului magnetic iniţial scade, dar după curba B, astfel încât în momentul când se anihilează câmpul indus iniţial, materialul mai conservă un câmp magnetic remanent de valoare Mr. Elementele acestuia pot fi măsurate şi se folosesc pentru reconstrucţiile paleodinamicii plăcilor litosferice şi reconstrucţiilor paleogeografice.

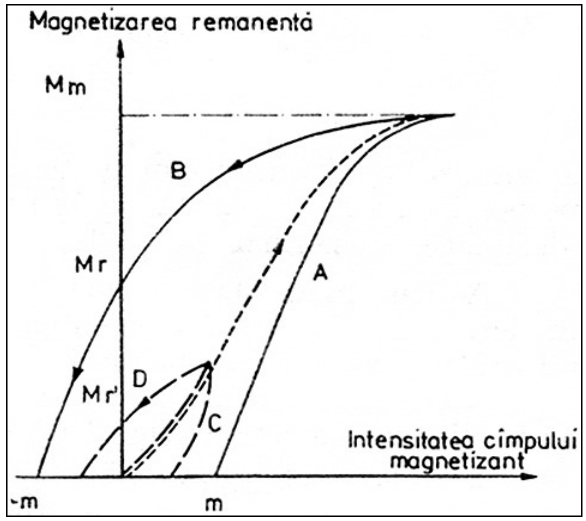


Fig. nr. 18 – Curba de histerezis explică conservarea câmpului magnetic remanent în roci

Magnetizarea remanentă poate fi de mai multe feluri: *termoremanentă*, *remanentă detritică*, *remanentă chimică* şi *remanentă vâscoasă*.

a) *Magnetizarea termoremanentă* este calea cea mai plauzibilă pentru conservarea magnetismului remanent. În timpul răcirii unei magme, când se ajunge la *temperatura de 580-600^{0}C (punctul Curie* – variabil la diferite substanţe), mineralele feromagnetice se magnetizează paralel cu direcţia în care se află polul nord în acel moment. Această orientare a câmpului magnetic al mineralelor rămâne neschimbată şi după schimbarea polarităţii câmpului, astfel că putem vorbi de un *magnetism remanent*, cu o polaritate care poate fi determinată în laborator.

b) *Magnetizarea remanentă detritică* derivă din faptul că elementele detritice foarte fine (sub 0,3 μ; 1 μ = 10^{-6} m) formate din minerale fero- sau paramagnetice, acţionează într-un bazin de sedimentare ca mici magneţi şi care se dispun conform câmpului magnetic din acel moment. De exemplu mineralele argiloase (intră în alcătuirea argilelor), se orientează după câmpul magnetic terestru din momentul depunerii lor şi pot fi folosite la construirea unor scări cronologice pe criterii paleomagnetice.

c) *Magnetizarea remanentă chimică* este o consecinţă a reacţiilor ce duc la formarea unor noi minerale şi care au loc după consolidarea rocilor (de ex. în timpul metamorfismului, al alterării diagenetice, depunerilor secundare, etc.).

d) *Magnetizarea remanentă vâscoasă* este denumită astfel deoarece în cadrul ei nu au loc procese de schimbare de fază (de la lichid la solid), sau de aranjare mecanică, ci de influenţare lentă în stare solidă a substanţelor feromagnetice. Aşa cum un obiect de fier lăsat mult într-un câmp magnetic, dobândeşte un magnetism indus slab, tot aşa şi mineralele pot suferi o astfel de influenţă.

Pe baza studiului migraţiei polilor şi inversiunilor câmpului magnetic a fost posibilă reconstruirea modului cum s-a desfăşurat deriva continentelor (vezi *D.H. et M.O.Tarling, 1978*) şi elaborarea unei scări a timpului geologic, folosită la stabilirea vârstei unor depozite lipsite de alte posibilităţi de încadrare geocronologică.

3.5. Electricitatea

La suprafaţa Pământului, dar şi în adâncul acestuia, există un *câmp electric natural*, numit şi *câmpul curenţilor telurici*. Sursa principală a câmpului electric natural se afla în procesele magneto-

hidrodinamice generate de curenţii de convecţie din nucleu, la *2900 - 5000 km adâncime* şi în frecările ce au loc la aproximativ *2900 km* adâncime, la limita dintre mezosferă şi centrosferă. Alte două surse, de mai mică importanţă, constau în curenţii formaţi în scoarţă şi cei rezultaţi din interacţiunea atmosferei cu scoarţa.

În cadrul carotajului electric în sonde se măsoară variaţia *polarizaţiei spontane*, sub forma curbei *PS*, cu minime în dreptul *marnelor şi argilelor* şi maxime la *nisipuri*. Un alt parametru măsurat pe diagrafii este rezistivitatea rocilor, indicată pentru trasarea limitei *petrol-apă* dintr-o sondă de exploatare pentru hidrocarburi. Acelaşi parametru permite reconstruirea coloanei litologice a sondelor, fără utilizarea carotajului mecanic foarte costisitor.

3.6. Seismicitatea

Energia declanaştă în anumite puncte din interiorul Pământului, numite *focare seismice*, se transmite în masa acestuia şi întreţine o stare aproape permanentă de agitaţie şi tensiune a materiei terestre (fig. nr. 19). În funcţie de mărimea intervalului de timp în care se eliberează energia potenţială acumulată în focare şi cantitatea acesteia, se produc mişcările seismice din scoarţă, de intensităţi variabile.

Studiul cutremurelor de pământ conduce, printre altele, la cunoaşterea seismicităţii Pământului şi a câmpului de de forţe care participă, alături de seismicitate, la procesele geodinamice şi tectonofizice ale scoarţei terestre. În momentul de faţă o direcţie prioritară în studiile geofizicii o are predicţia cutremurelor, adică stabilirea locului şi momentului declanşării macroseismelor.

Seismografele electrodinamice moderne înregistrează oscilaţii şi mai slabe, chiar în lipsa unor mişcări care pot fi catalogate cutremure de Pământ. Aceste oscilaţii slabe au fost denumite *microseisme*. Pe acest fond de „*de zgomote seismice*” se produc la fiecare 30’’ cutremure de Pământ propriu-zise. Cauzele care produc *microseismele* sunt foarte numeroase: *funcţionarea diferitelor mecanisme şi circulaţia autovehiculelor*, *apele sau valurile*, *vântul*, etc. Valurile „grele” ale bazinelor oceanice şi mărilor produc prin lovirea ţărmurilor zguduiri care se propagă până la mii de kilometri în interiorul continentelor. O altă cauză a microseismelor o constituie mecanismul de formare a taifunurilor. În acest caz undele create de balansul apelor se transmit la fundul bazinului oceanic şi de acolo se propagă prin scoarţă pe continent. La studiul acestor fenomene participă în mod egal seismologia, oceanografia şi meteorologia.

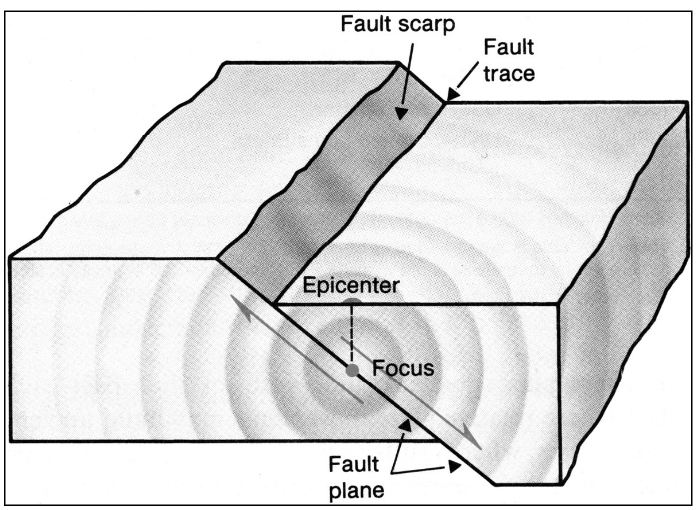
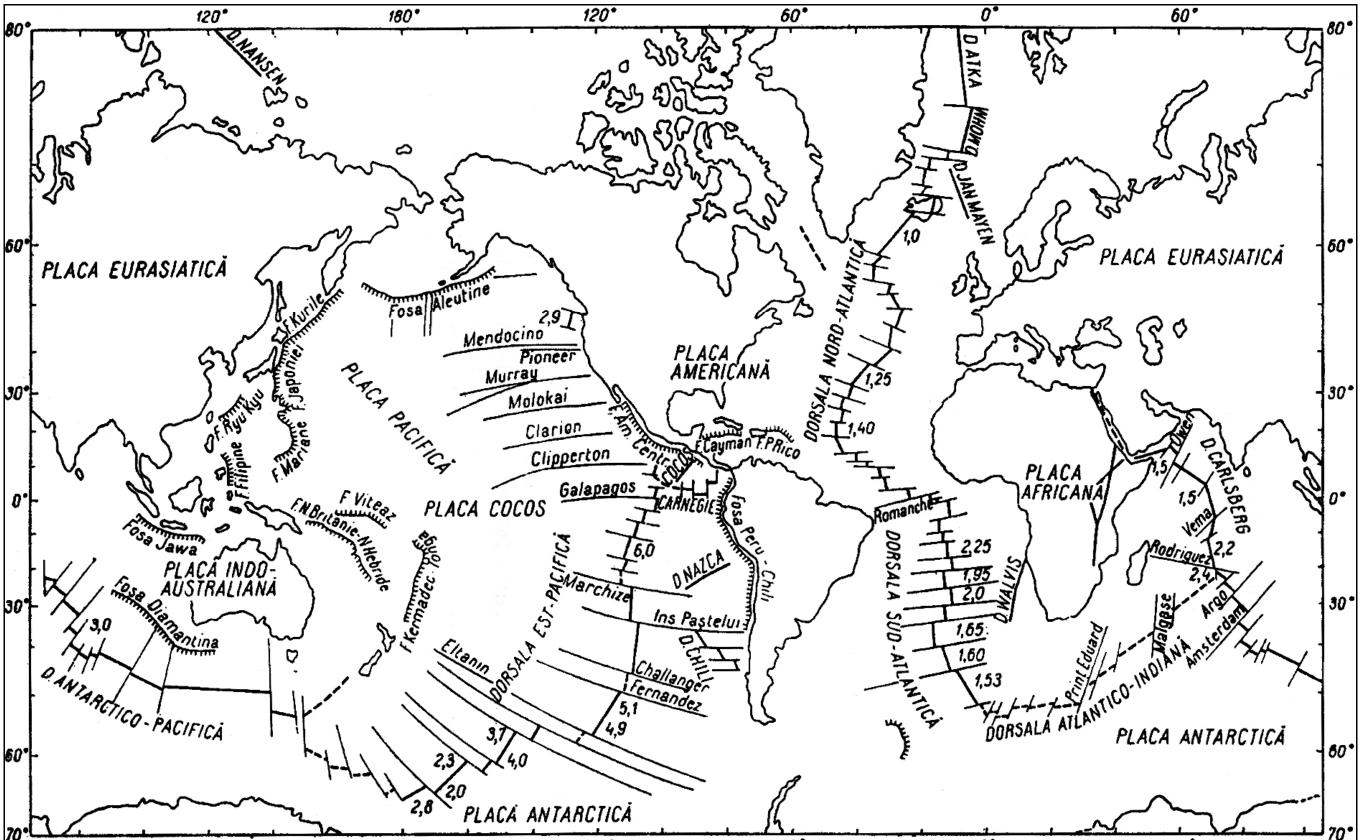


Fig. nr. 19 – Transmiterea câmpului de unde sismice din focar spre suprafaţă

Macroseismele sunt legate de activitatea seismică determinată în cea mai mare parte de mişcările geotectonice şi mişcările diferenţiale ale plăcilor tectonice, apoi activităţii vulcanice, prăbuşirilor subterane în zone carstice, etc.



Sistemul dorsalelor medio-oceanice, faliile de transformare importante, fosele oceanice şi direcţiile de expansiune a crustei şi viteza derivei continentale (cifrele, în cm/an) (redesenat după X. Le Pichon, 1968 şi completată cu date după R. J. Heirtzler et al., 1968).

Fig. nr. 20 – Macroplăcile şi mezoplăcile tectonice limitate de rifturi, aliniamente de subducţie şi falii transformante

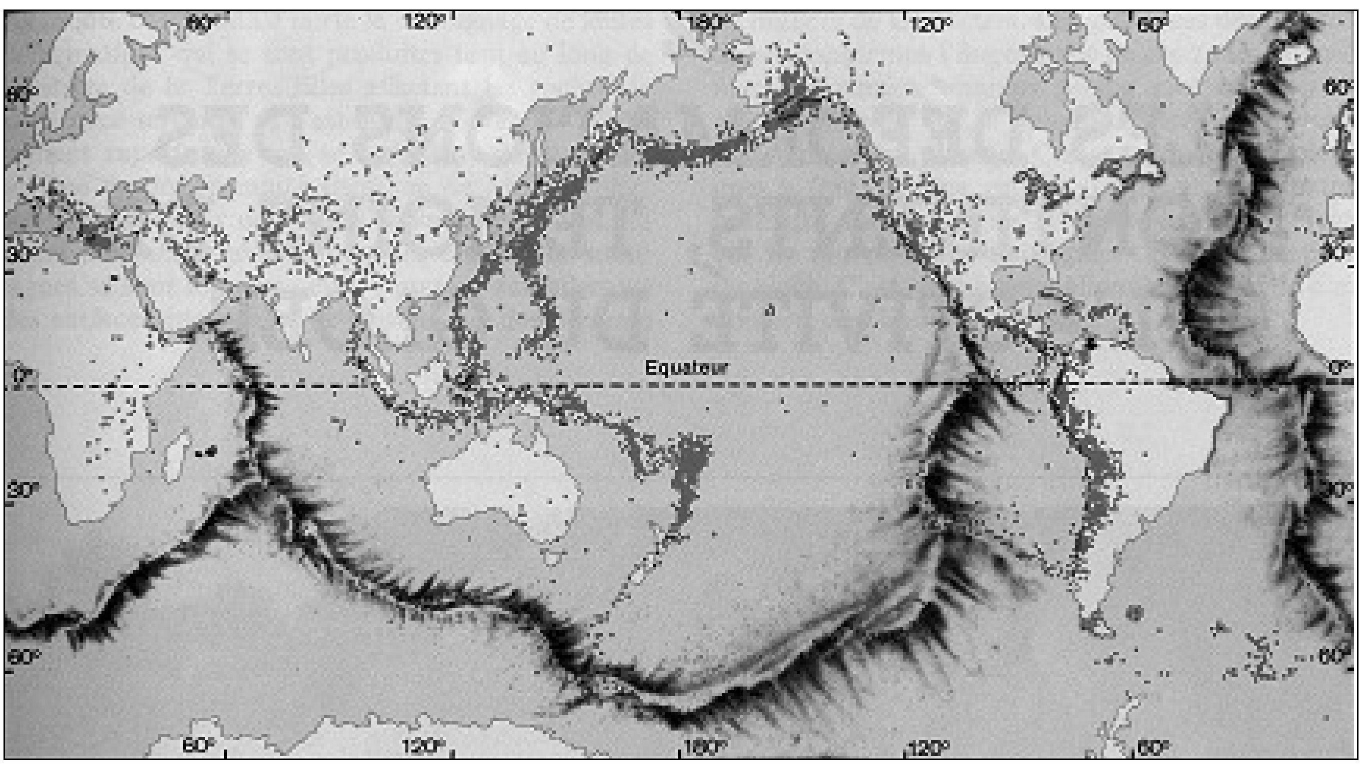


Fig. nr. 21 – Distribuţia principalelor zone seismice pe Glob, în raport cu aliniamentele de subducţie şi rift

Clasificarea seismelor se face în principal după următoarele criterii:

1. *După poziţia geografică a epicentrului*:
a – continentale; b – oceanice;
2. *După mărimea distanţei dintre punctul epicentral şi punctul de observaţie*:
a – locale; b – apropiate (sub 1000 km), c - departate (între 1000 – 10000 km); d – teleseisme (distanţă mai mare 10000 km);
3. *După adâncimea hipocentrului*:
a – superficiale sau normale (până la 60 km); b – intermediare (60 – 300 km); c – adânci (sub 300 km);
4. *După intensitate*:
a – mici sau slabe; b – mari; c – foarte mari; d – catastrofale
5. *Genetică*:
a – tectonice; b – vulcanice (de erupţie); c – de prăbuşire; e – plutonice

Seismic, frecvenţa cea mai mare se înregistrează în cazul cutremurelor tectonice (peste 90% din seisme) şi care, în acelaşi timp, sunt cele mai distructive.

Procesele care controlează seismele tectonice sunt localizate în marea lor majoritate pe două aliniamentele morfotectonice: ***zonele de subducţie*** marcate topografic de *fosele oceanice* şi ***rifturile***, flancate de *dorsalele medio-oceanice* şi decroşate de *faliile transformante*. Între aceste zone există o diferenţă fundamentală din punctul de vedere al activităţii seismice.

În zona rifturilor sunt generate *cutremure de mică adâncime* (cu focare situate până la 60 km), cu intensitaţi de regulă reduse. Focarele sunt localizate pe planul faliilor transformante, în zona situată între noile poziţii ale riftului, rezultate după decroşare (fig. 20, 21).

În zonele de subducţie sunt localizate *cutremurele de adâncime medie* (60 – 300 km) şi *mare* (300 – 700 km), pe planele Benioff (fig. 20, 22, 24). Sunt şi o categorie de *cutremure plutonice*, cu focar localizat sub scoarţa terestră, până la cca. 800 km, cu cauze încă discutabile.

În concluzie, principalele zone seismice pe Glob se suprapun limitelor plăcilor tectonice, materializate prin rifturi, zone de subducţie şi falii transformante (fig. 20, 21).

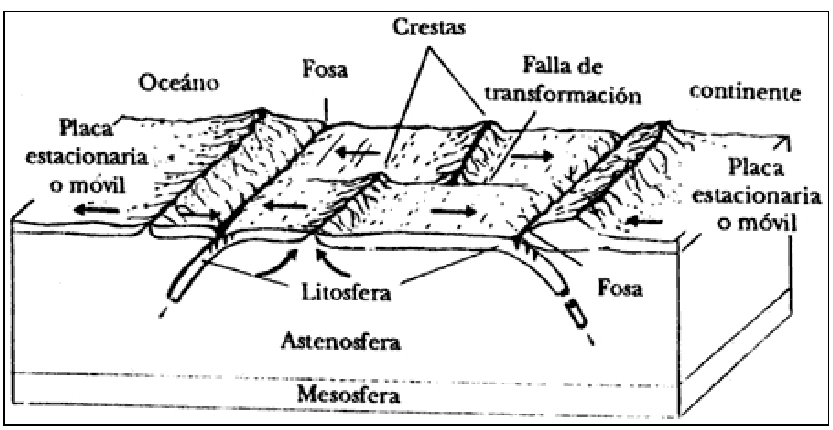


Fig. nr. 22 – Reprezentarea schematică zonelor de subducţie şi rifturilor oceanice decroşate de faliile transformanrte

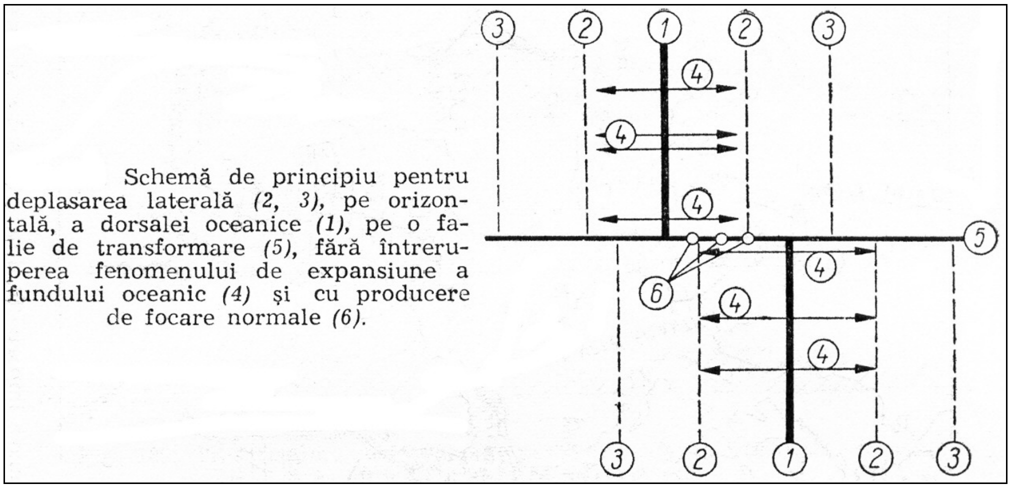


Fig. nr. 23 – Poziţia focarelor în zona situată între noile poziţii ale riftului, rezultate după decroşare (6)

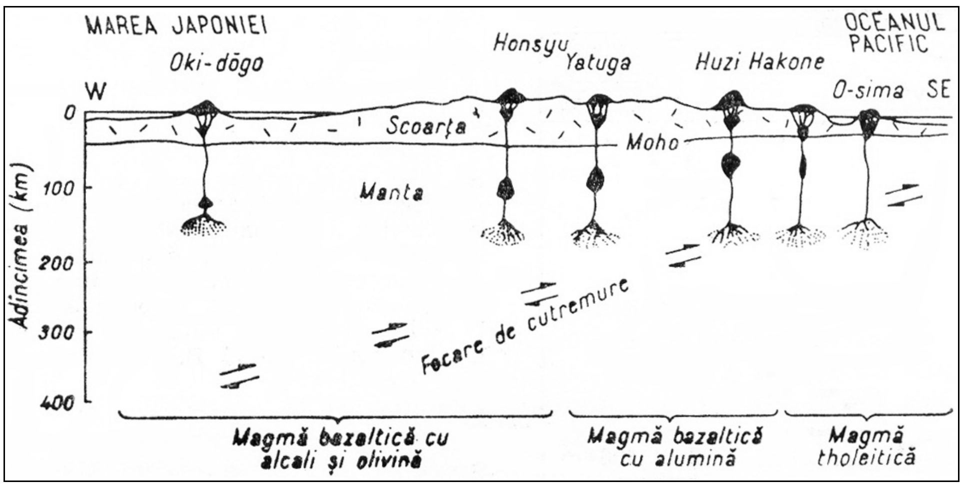


Fig. nr. 24 – Poziţia focarelor pe un plan Benioff slab înclinat. în zona arcului insular Japonez

III. ALCĂTUIREA CHIMICĂ ŞI MINERALOGICĂ A GLOBULUI

Din suprafaţa Pământului 21% revine uscatului şi 79% oceanelor. Calculul volumelor pe care-l ocupă crusta continentală şi oceanică prezintă un raport diferit: crustei continentale şi de tranziţie îi revin 79%, iar cele oceanice numai 21%. Acest raport este un element important de care se ţine seama când se estimează compoziţia globală a crustei.

După cum se ştie materia din scoarţă este constituită din ***elemente chimice***, care se combină după legi fizico-chimice formând ***mineralele***, care, la rândul lor, se asociază în agregate eterogene denumite ***roci***.

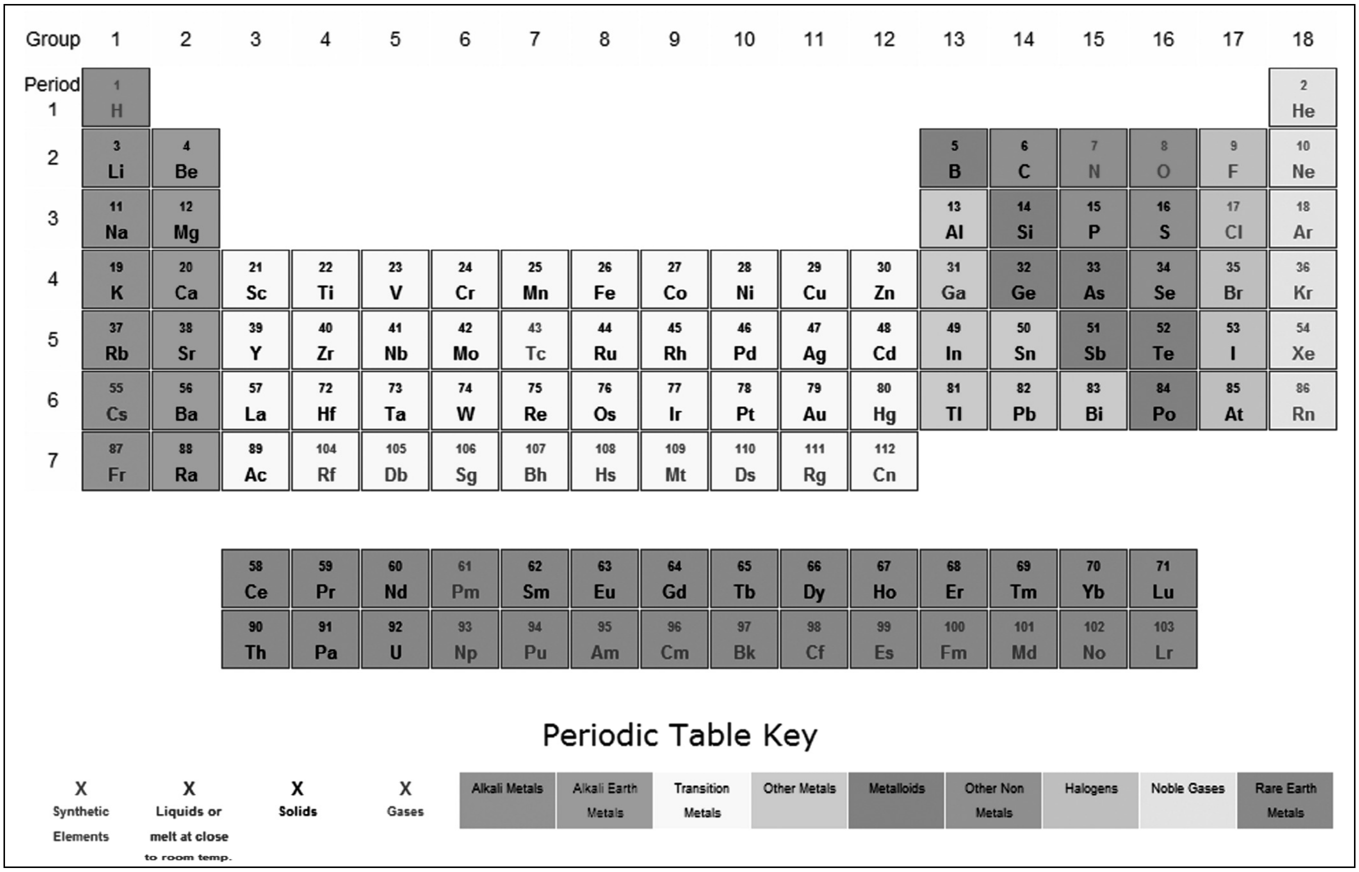


Fig. nr. 1 – Tabelul periodic al elementelor (vezi pentru detalii - http://www.chemicool.com şi http://www.ptable.com)

Rocile formează unităţi litologice care alcătuiesc în final diferitele tipuri de scoarţe: continentale, de tranziţie şi oceanice.

Pentru estimarea compoziţiei chimice, mineralogice şi petrografice a crustei continentale s-au utilizat diferite metode, însă în toate cazurile s-a plecat de la compoziţia rocilor care aflorează în domeniul continental şi a informațiilor obținute cu lucrările de foraj şi miniere. Estimările reflectă compoziţia straturilor superioare ale acesteia (păturile sedimentară şi granitică). Pentru pătura inferioară (bazaltică) compoziţia a fost apreciată folosind datele geofizice.

Estimarea compoziţiei scoarţei oceanice s-a făcut de asemenea diferit pentru straturile constitutive. Compoziţia stratului sedimentar a fost bine determinată datorită eşantioanelor obţinute prin dragare de pe fundul oceanelor şi din forajele marine, iar stratul bazaltic a fost studiat prin investigarea magmatitelor din insulele vulcanice şi din suturile orogenice și prin metode geofizice. Baza stratului bazaltic a fost investigată numai geofizic.

1. Compoziţia chimică a scoarţei terestre

Din cele 118 elemente câte cuprinde tabelul lui Mendelev, doar 90 sunt naturale, iar din acestea numai 12 ajung la concentraţii mai mari de 0,1% (în procente de greutate) şi sunt mai bine reprezentate în alcătuirea scoarţei (fig. 2, tabelul 1): O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Ti, H, P şi Mn, însumând 99,23% din compoziţia chimică a acestuia. Restul de 0,77% aparţine celorlalte 78 elemente cunoscute.

ELEMENTUL (% de greutate)	Simbolul chimic	Concentrația	
		Scoarță	Glob
Oxigen	O	45,20	29,50
Siliciu	Si	27,20	15,20
Aluminiu	Al	8,00	1,10
Fier	Fe	5,80	34,46
Calciu	Ca	5,06	1,10
Magneziu	Mg	2,77	12,70
Sodiu	Na	2,33	0,60
Potasiu	K	1,68	0,10
Titan	Ti	0,86	-
Hidrogen	H	0,14	-
Fosfor	P	0,10	-
Mangan	Mn	0,10	-
Alte elemente		0,77	

Fig. 2 – Principalele elemente chimice din scoarţă şi din compoziţia medie a Pământului (după Skinner şi Porter,1980)

După cum se poate observa din tabel, oxigenul şi siliciul constituie 72,4% din compoziţia chimică a mineralelor şi rocilor scoarţei terestre, cea ce explică larga răspândire a mineralelor silicatice şi a oxizilor. De asemenea, se remarcă şi schimbarea ponderii fierului şi magneziului în compoziţia medie a Pământului comparativ cu scoarţa, cele două elemente găsindu-se în cantităţi mult mai mari în manta şi nucleu.

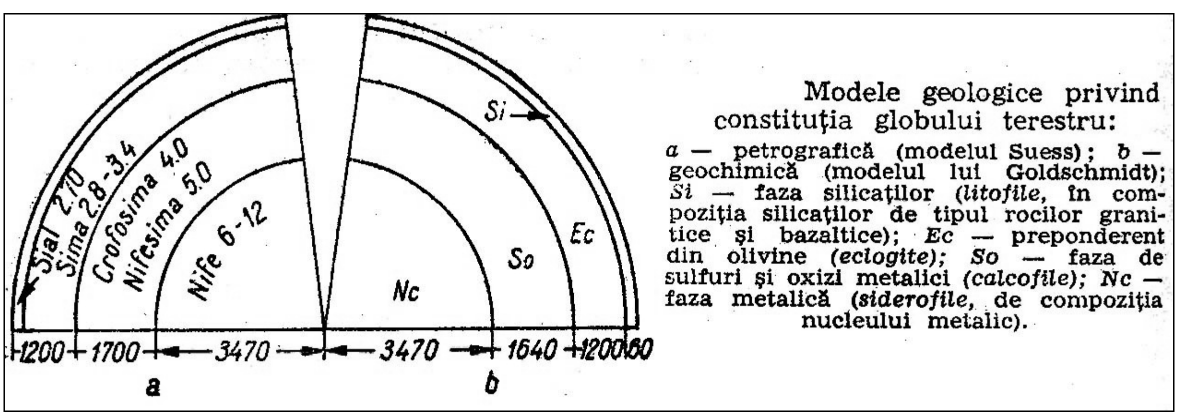


Fig. 3 – Modelele lui Goldschmidt şi Suess privind distribuţia elementelor chimice în geosferele interne şi denumirea acestora în funcţie de compoziţia chimică

După Goldschmidt elementele chimice din alcătuirea Pământului pot fi grupate în următoarele familii:

- *elemente atmofile*: H, C, O, N, Cl, I, Br şi gaze inerte, frecvente în atmosferă, hidrosferă şi biosferă;

- *elemente litofile*: Li, Na, Mg, Al, Si, Ti, Ca, etc., care predomină în compoziţia scoarţei terestre şi a litosferei inferioare;

- *elemente siderofile*: Fe, Ni, C, P, Co, Ge, etc., cu mare afinitate pentru fier şi concentrate mai ales în păturile interne (nucleu);

- *elemente calcofile*: S, P, Cr, Mn, Cu, Zn, Pb, Fe, As, Ag, etc., cu afinităţi pentru sulf, prezente în meteoriţi, dar concentrate şi în sulfurile metalice cu importanţă economică (blendă, galenă, pirită, calcopirită, etc.).

Prin concentrarea elementelor în geosferele interne după densităţi, rezultă modelele lui Goldschmidt şi Suess cu denumiri specifice pentru acestea (fig. 3).

O altă abordare împarte elementele chimice în funcţie de tendinţa lor de a se combina, deosebindu-se „*elemente petrogene*” (Li, Na, K, Rb, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, B, Al, C, Si, Ti, Zr, N, P, V, O, F, Cl) şi „*elemente metalogene*” (Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Hg, Ge, Sn, Pb, As, Sb, Bi, Cr, Mo, Te, W, Co, Ni, Pt, U). Manganul şi fierul se păstrează la limita dintre cele două grupe de elemente, având rol dublu.

2. Mineralele scoarţei terestre

Prin combinaţii desfăşurate după legi fizico-chimice specifice, elementele chimice existente în scoarţă formează substanţe minerale prezente în natură sub formă solidă, lichidă şi gazoasă. În cea mai mare parte mineralele se găsesc în stare solidă şi au o structură cristalină. Chihlimbarul şi ţiţeiul, cu structură organică, sunt încadrate în categoria substanțelor minerale.

2.1. Noţiuni de cristalografie

Structura atomică a materialelor, verificată experimental cu ajutorul razelor X, arată că materia are o structură discontinuă, fiind formată din atomi separaţi între ei prin spaţii interatomice.

În funcţie de modul de aşezare în spaţiu a particulelor, se pot deosebi următoarele stări structurale;

- ***starea amorfă***, în care particulele elementare sunt dispuse cu totul dezordonat în spațiul ocupat de substanța minerală;

- ***starea nematică***, în care particulele prezintă tendinţa de a se aranja ordonat în spațiu, după o singură direcţie, formând şiruri paralele;

- ***starea smectică***, în care particulele prezintă tendinţa de a se aranja ordonat după două direcţii, realizându-se plane, care la rândul lor sunt dispuse dezordonat;

- ***starea cristalină***, în care particulele elementare se ordonează periodic în spaţiu ocupat de mineral, după trei sau patru direcții.

Stările nematică şi smectică se întâlnesc numai în cazul unor substanţe organice, deci nu şi la substanțele minerale, fiind considerate stări intermediare între starea amorfă şi starea cristalină. Substanţele prezentând asemenea stări se mai numesc mezomorfe, cristale moi, sau cristale lichide.

În principiu, orice mineral se poate prezenta atât în stare cristalină cât şi amorfă. Trebuie avut în vedere că starea amorfă este instabilă din punct de vedere fizico-chimic, astfel încât toate mineralele prezintă tendinţa naturală de a trece la starea cristalină, caz în care stabilitatea energetică în rețea este maximă.

Minerale cristalizate şi amorfe. Mineralele sunt corpuri omogene din punct de vedere fizico-chimic, specia minerală fiind unitatea fundamentală în studiile mineralogice.

Mineralele amorfe au o structură caracterizată de o dispunere dezordonată a atomilor, ionilor, sau moleculelor în spațiu ocupat. Mineralele amorfe nu sunt mărginite niciodată, în mod natural de feţe plane, având tendinţa de a căpăta forme rotunjite, sferoidale, reniforme, în general neregulate.

Mineralele cristalizate au o structură reticulară, în care atomii, ionii, sau moleculele sunt dispuse ordonat şi periodic după direcţiile X, Y şi Z ale spaţiului, denumite direcţii cristalografice (particulele sunt dispuse în ochii rețelelor reticulare). Datorită acestui aranjament mineralele au forme poliedrice, mărginite de feţe plane.

Rețelele reticulare ale cristalelor sunt alcătuite din *motive* (atomi, molecule, ioni complecşi), *șiruri reticulare* şi *plane reticulare* şi sunt caracterizate de ***simetrie***.

O direcţie după care se dispun în spaţiu periodic atomii, echidistan, poartă denumirea de ***şir reticular***. Şirul reticular se obţine practic prin translarea pe o direcţie X, periodic, cu aceeaşi distanţă **a**, a unui motiv geometric (în cazul de faţă atomi, molecule, ioni complecşi, etc.) (fig. 4.1). Distanţa **a** constituie *perioada* sau *parametrul* şirului reticular. Dacă se tranaslează un şir reticular după altă axă, notată Y, cu un parametru **b**, se obţine un ***plan reticular***, caracterizat de parametrii a şi b (fig. 4.2). În continuare, dacă se translează un plan reticular după o axă notată cu Z, cu un parametru **c**, se obţine o ***reţea reticulară***, caracterizată de parametri a, b, c (= distanţele interatomice pe cele trei axe X, Y, Z). Cele trei direcţii X, Y, Z după care şirurile reticulare prezintă densitate atomică maximă, se numesc ***axe cristalografice*** (fig. 4.3).

Cel mai mic poliedru prin a cărui multiplicare rezultă rețeaua reticulară a unui cristal, caracterizată de parametrii a, b şi c se numeşte ***paralelipiped elementar*** sau ***celula elementară***. Elementele care definesc paralelipiledul elementar sunt distanţele interatomice pe cele trei axe cristalografice (a, b, şi c) şi ungiurile pe care le fac planele determinate de axele cristalografice: α, β şi γ (fig. 4.4)

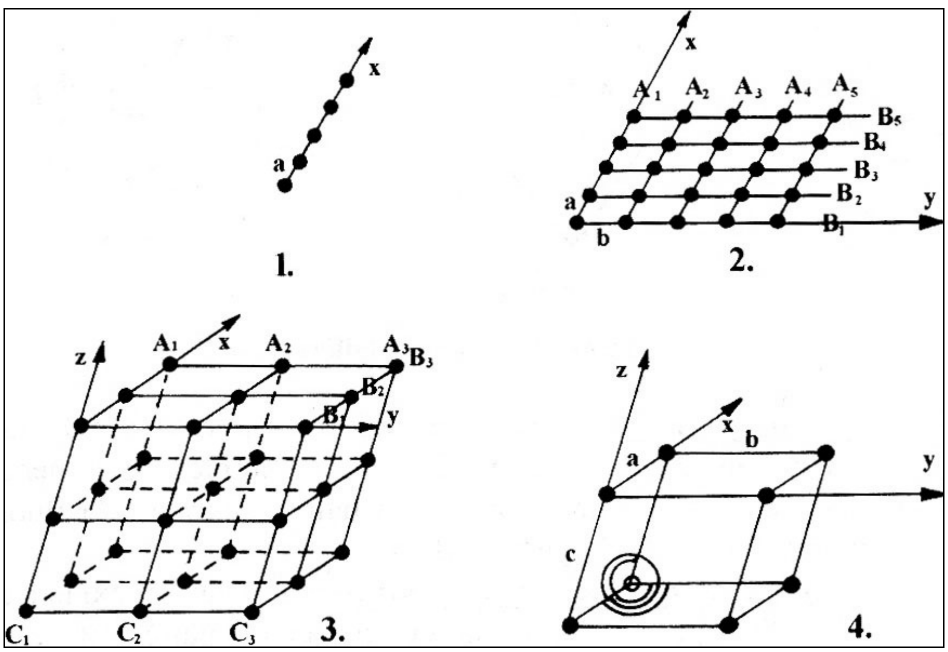


Fig. 4 – Elementele structurilor cristaline
(1 - şir reticular; 2 - plan reticular; 3 – reţea cristalină; 4 – paralelipiped elementar)

Elemente de simetrie. Prin simetria geometrică a unei figuri (cristal) se înţelege proprietatea figurii de a coincide cu ea însăşi prin aplicarea unor operaţii simetrice (de exemplu rotirea corpului). Elementele de simetrie pot fi simple (presupun o singură operaţie de simetrie – de ex. oglindirea) şi complexe, care implică două operaţi de simetrie (de ex. rotirea – oglindirea). Elementele de simetrie sunt caracteristice numai rețelelor reticulare.

a) *Elementele de simetrie simple* sunt *axele de simetrie*, *planele de simetri*e şi *centrele de simetrie*.

Axa de simetrie este o direcţie dintr-un poliedru (cristal), în jurul căreia rotind corpul cu 360^0, toate elementele lui (feţe, muchii, colţuri) se repetă de **n** ori; **n** – reprezintă ordinul axei de simetrie. În regnul mineral sunt posibile doar axe de simetrie de ordinul 1, 2, 3, 4 şi 6. Operaţia de simetrie

corespunzătoare axelor este rotirea, care se face cu un număr de grade egal cu $360^0/n$, deci cu 360^0, 180^0, 120^0, 90^0 şi 60^0. Axele pot fi bipolare (cu elementele identice grupate la ambele capete ale axei) şi polare (cu elementele de simetrie grupate la un singur capăt al axei). Notaţia axelor este de tipul $\mathbf{A^n}$, unde n reprezintă ordinul axei (1, 2, 3, 4 sau 6). La cristale, axele de ordin superior (3, 4, şi 6), sunt unice, cu excepţia sistemului cubic, unde apar mai multe axe de ordin superior ($3A^4$ $4A^3$).

Planul de simetrie împarte cristalul în două părţi simetrice și prin consecință egale, astfel încât una dintre ele apare ca imaginea în oglindă a celeilalte. Notaţia planelor este de tipul $\mathbf{P^n}$, unde **n** reprezintă ordinul axei de simetrie pe care planul este perpendicular. Operaţia caracteristică planelor de simetrie este oglindirea.

Centrul de simetrie este punctul din interiorul cristalului faţă de care orice element de pe cristal îşi găseşte simetricul prin inversiune şi se notează cu litera **G**. Operaţia de simetrie prin care se evidenţiază centrul este *inversiunea*. Practic, un cristal prezintă centru de simetrie dacă are feţe identice şi paralele două câte două, după orice direcţie cristalografică.

b) *Elemente de simetrie complexe*. În unele cazuri, pentru a obţine simetricul unui punct de pe cristal nu este suficientă o singură operaţie de simetrie, fiind necesar combinarea a două operaţii. Operaţiile de simetrie complexe constau din combinarea rotirii cu inversiunea, rezultând axe de rotoinversiune şi combinarea rotirii cu reflexia, rezultând axele giroide.

Sisteme cristalografice

Pe baza structurii reticulare s-a stabilit că orice cristal se poate considera că derivă dintr-un paralelipiped oarecare, ale cărui muchii sunt proporţionale cu perioadele (parametrii) şirurilor reticulare. Paralelipipedul se raportează la un sistem de referinţă cu trei axe cristalografice: X, Y şi Z (axele Miller) sau cu patru axe: X, Y, γ şi Z (axele Bravais). În cristalografie se consideră şapte paralelipipede particulare, denumite şi elementare, din care prin trunchiere rezultă forme derivate. Formele rezultate din acelaşi paralelipiped elementar constituie un sistem cristalografic (fig. 5).

După criteriul de simetrie şi combinaţia elementelor de simetrie, sistemele cristalografice se grupează în trei categorii:

A – *categoria inferioară*:

1. Sistemul triclinic (triclinique):
- *simetrie*: fără axe sau plane de simetrie;
- *relaţia axială*: $a \neq b \neq c$; $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90°$;
- *celula elementară*: prisma triclinică (prismă înclinată în două direcţii, cu baza de forma unui paralelogram);
- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul triclinic: microclinul $KAlSi_3O_8$, calcantitul $CuSO_4$-$5H_2O$, distenul Al_2SiO_5, albitul $NaAlSi_3O_8$ *etc.*

2. Sistemul monoclinic (monoclinique):
- *simetrie*: cu o axă de simetrie de ordinul 2, un plan de simetrie, sau atât cu o axă și un plan de simetrie;
- *relaţia axială*: $a \neq b \neq c$; $\alpha = \gamma = 90°$, $\beta \neq 90°$;
- *celula elementară*: prisma monoclinică (prismă înclinată, cu baza de forma unui dreptunghi);
- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul monoclinic: ortoza $KAlSi_3O_8$, gipsul $CaSO_4.2H_2O$, malachitul $Cu_2CO_3(OH)_2$, muscovitul $K_2Al_4[Si_6Al_2O_{20}(OH,F)_4]$, etc.

3. Sistemul rombic (orthorhombique):
- *simetrie*: cu mai multe elemente de ordinul 2, axe sau plane;
- *relaţia axială*: $a \neq b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90°$;

- *celula elementară*: prisma ortorombică (baza sa este un dreptunghi);

- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul rombic: aragonitul $CaCO_3$, stibina Sb_2S_3, stronţianitul $SrCO_3$, marcasita FeS_2, etc.

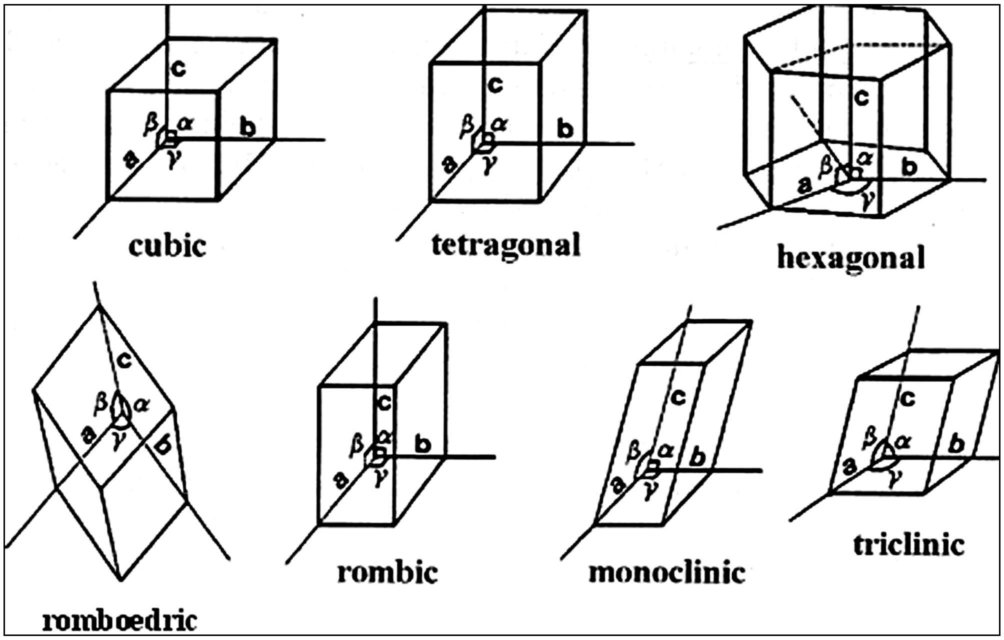


Fig. 5 – Paralelipipedele elementare, parametrii celulei şi unghiurile caracteristice celor şapte sisteme cristalografice

B – *categoria medie*:

4. Sistemul trigonal (rhoboédrique)

- *simetrie*: cu o axă de simetrie principală unică, de ordinul 3;
- *relaţia axială*: $a = b = c$, $\alpha = \beta = \gamma \neq 90°$;
- *celula elementară*: romboedrul (toate feţele sale sunt egale şi de formă rombică);
- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul trigonal: calcitul $CaCO_3$, cinabrul HgS, gheaţa H_2O, corindonul Al_2O_3, etc.

5. Sistemul tetragonal (quadratique):

- *simetrie*: cu o axă de simetrie principală unică, de ordinul 4;
- *relaţia axială*: $a = b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90°$;
- *celula elementară*: prisma pătratică (baza sa este un pătrat);
- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul tetragonal: calcopirita $CuFeS_2$, zirconul $ZrSiO_4$, rutilul TiO_2, casiteritul SnO_2, etc.

6. Sistemul hexagonal

- *simetrie*: *simetrie*: cu o axă de simetrie principală unică, de ordinul 6;
- *relaţia axială*: $a = b \neq c$; $\alpha = \beta = 90°$, $\gamma = 120°$;
- *celula elementară*: prisma hexagonală (baza sa este un hexagon);
- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul hexagonal: grafitul C, berilul $Be_3Al_2(Si_6O_{18})$, wurtzitul ZnS, molibdenitul MoS_2, etc.

C – *categoria superioară*

7. Sistemul cubic:

- *simetrie*: patru axe de simetrie de ordinul 3 şi trei de ordinul 4, precum şi plane de simetrie;
- *relaţia axială*: $a = b = c$; $\alpha = \beta = \gamma$;

- *celula elementară*: cub (toate feţele sale sunt egale şi de formă pătrată);

- *exemple de minerale* care cristalizează în sistemul cubic: halitul NaCl, pirita FeS_2, fluorina CaF_2, diamantul C, aurul nativ Au, etc.

Pe baza raporturilor dintre elementele de simetrie, în cadrul sistemelor de cristalizare s-au separat 32 de clase de simetrie sau clase morfologice (de ex. *clasele planaxiale*, cu plane şi axe de simetrie; *clasele axiale*, numai cu axe de simetrie, etc). De asemenea formele geometrice sub care se dezvoltă cristalele din sistemele de cristalizare sunt diverse, simple sau compuse (fig. 6).

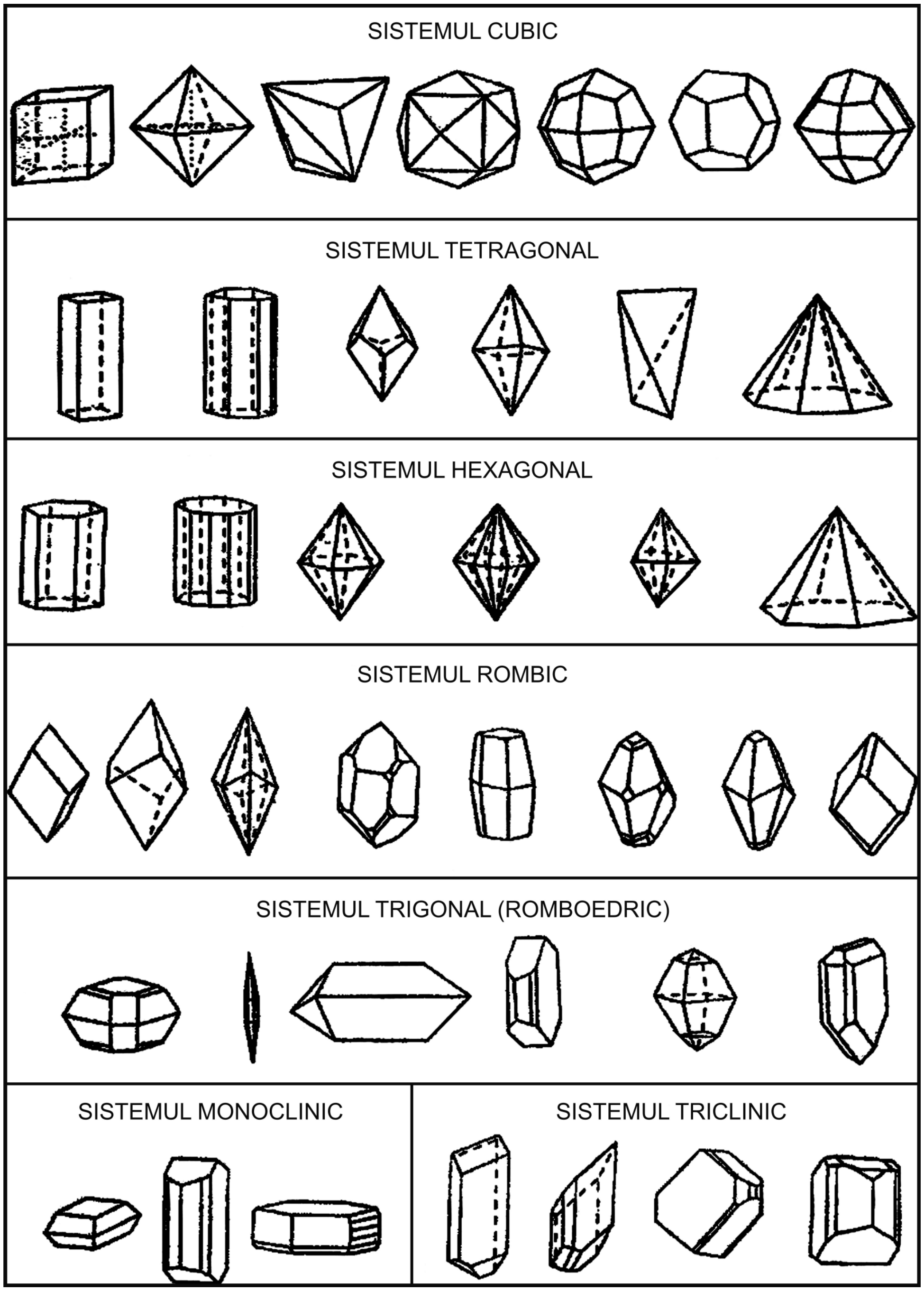


Fig. 6 – Forme derivate prin trunchiere din paralelipipedele elementare

2.2. Izomorfismul și polimorfismul mineralelor

În natură se întâlnesc frecvent serii de minerale cu o compoziție cationică diferită dar cu structură cristalină identică, precum și serii cu compoziții chimice identice, dar cu structură cristalină

modificată. Procesele chimice responsabile pentru aceste serii au fost denumite drept transformări izomorfe și, respectiv, polimorfe.

a. ***Izomorfismul*** se produce în soluțiile solide prin substituția cationilor mineralului în orice proporție, dar fără a se modifica rețeaua cristalină. În acest mod se formează seriile izomorfe. De ex: seria granaților, seria feldspaților plagioclazi (fig. 7), seria olivinelor, etc.

Albit	100-90% Na 0-10 % Ca	$Na[AlSi_3O_8]$
Oligoclaz	90-70% Na 10-30 % Ca	
Andezin	70-50% Na 30-50 % Ca	
Labradorit	50-30% Na 50-70 % Ca	
Bytownit	30-10% Na 70-90 % Ca	
Anortit	100-90% Ca 0-10% Na	$Ca[Al_2Si_2O_8]$

Fig. 7 - Seria izomorfă a feldspaților plagioclazi

b. ***Polimorfismul*** se produce datorită variațiilor de temperatură și/sau presiune, modificându-se numai structura cristalină a mineralului, compoziția chimică păstrându-se neschimbată. Seria de forme structurale obținute prin procesele de polimorfism se numesc ***forme*** sau ***modificații alotropice***. Aceste modificații pot fi ireversibile (*monotrope*) sau reversibile (*enantiotrope*). Exemple de modificații alotropice se înregistrează în cazul carbonului, cuarțului, sulfului, carbonatului de calciu (aragonit - calcit), etc.

b.1. ***Modificațiile alotropice ale carbonului***: *diamant* (fig. 8 a), *grafit* (fig. 8b), *fulerena* (C_{60}) (fig. 9)

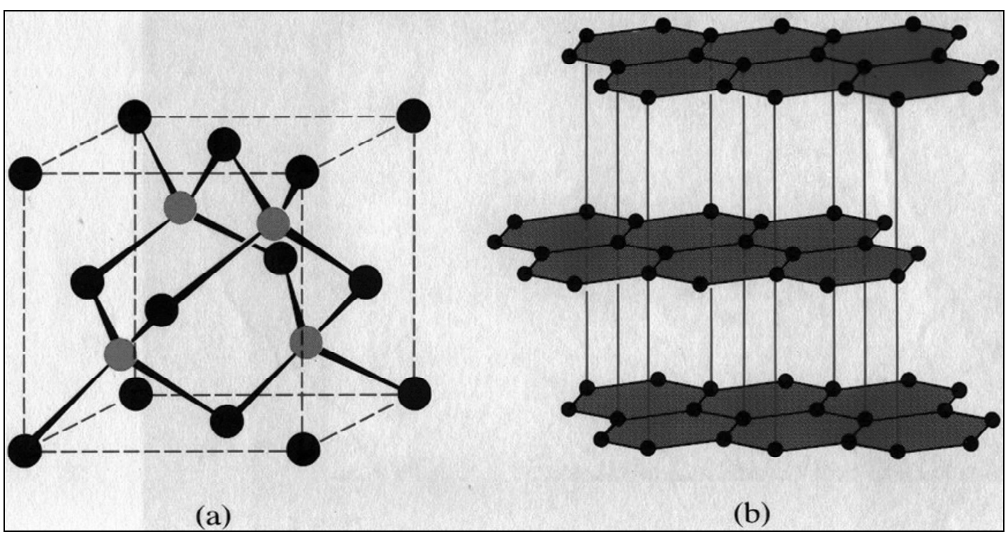


Fig. 8 - Modificațiile alotropice ale carbonului: cubică (diamantul) și hexagonală (grafitul)
(sursa: http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf)

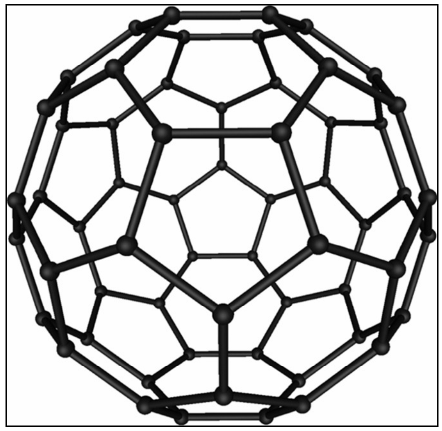


Fig. 9 - Modificația sferică a carbonului - fulerena
(sursa: http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf)

b.2. ***Modificațiile alotropice ale cuarțului*** **(SiO_2)** (fig. 10, 11, 12):

cuarț $\alpha \xrightleftharpoons{573^{\circ}C}$ cuarț $\beta \xrightleftharpoons{870^{\circ}C}$ tridimit $\alpha \xrightleftharpoons{1470^{\circ}C}$ cristobalit $\alpha \xrightleftharpoons{1713^{\circ}C}$ silice lichidă

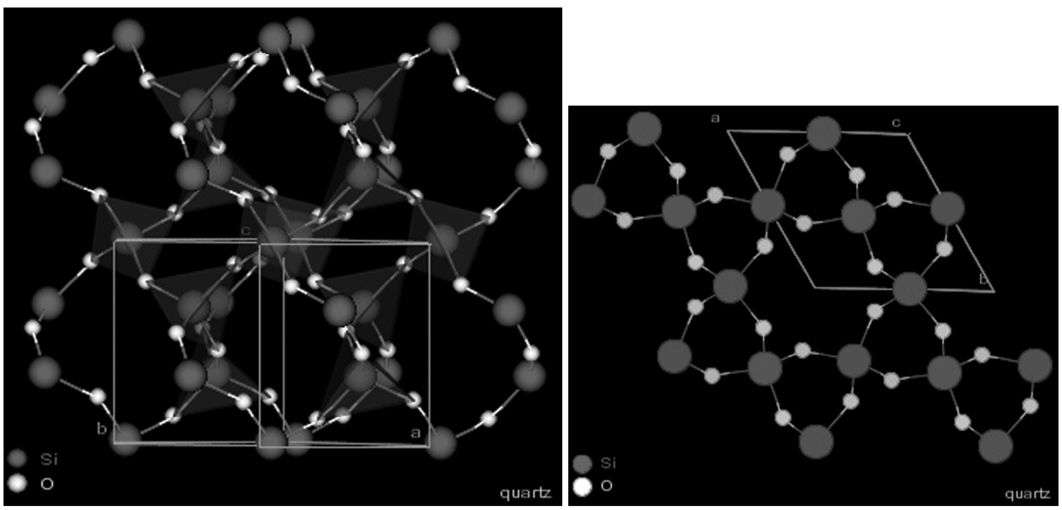


Fig. 10 - Cuarțul α - trigonal (în dreapta - rețeaua reticulară; în stânga - proiecția în plan)
(sursa: http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf)

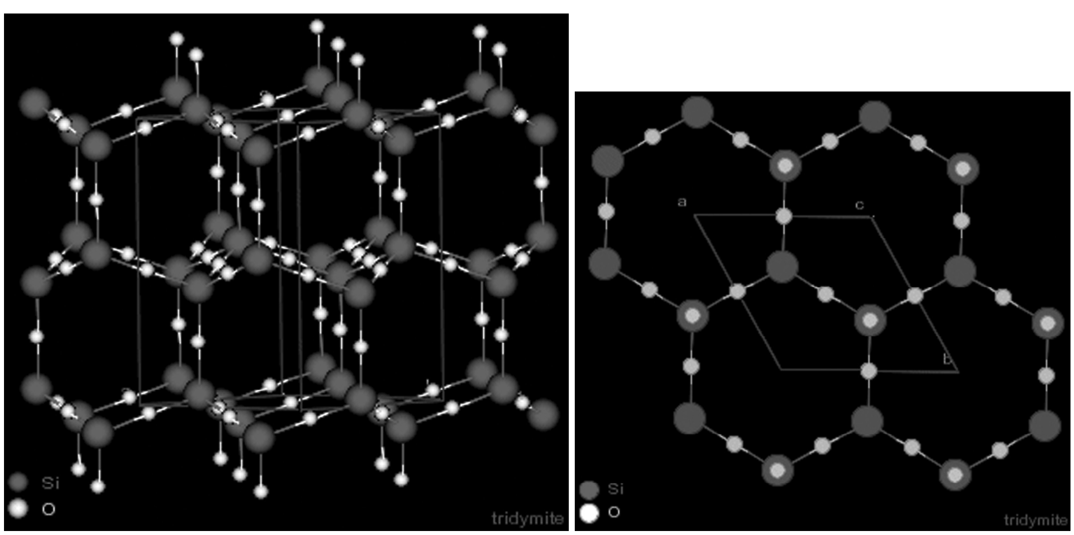


Fig. 11 - Tridimitul α - rombic (pseudohexagonal) (în dreapta - rețeaua reticulară; în stânga - proiecția în plan)
(sursa: http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf)

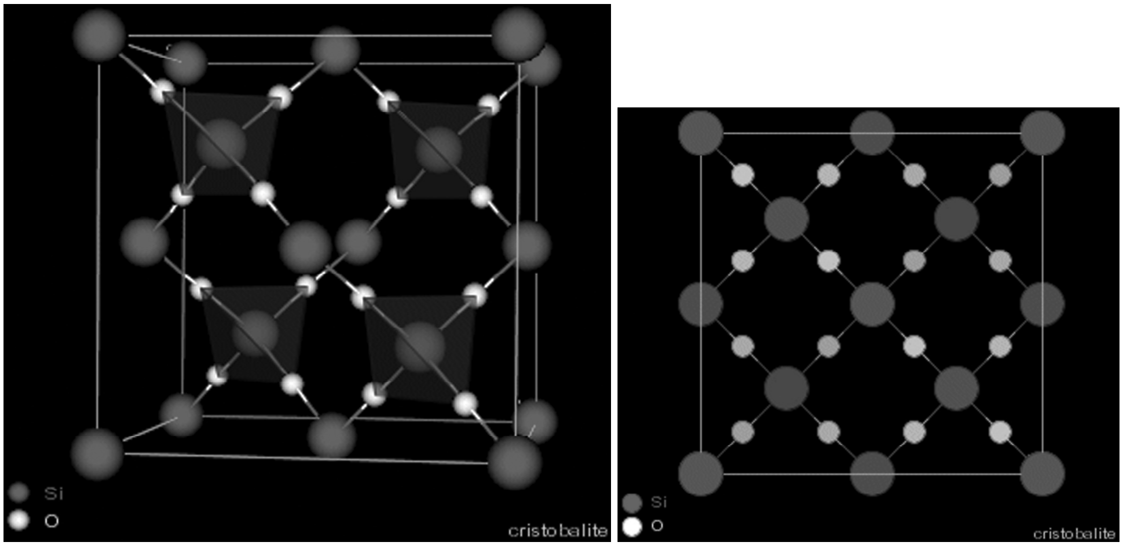


Fig. 11 - Cristobalitul α - tetragonal (pseudocubic) (în dreapta - rețeaua reticulară; în stânga - proiecția în plan)
(sursa: http://oprean.xhost.ro/anorganica/cursuri2/Curs04.pdf)

2.3. Proprietăţile mineralelor

Multe minerale, mai ales când cristalele lor sunt bine dezvoltate, pot fi identificate după o serie de proprietăţi uşor de recunoscut la scara eşantionului (macroscopic).

În unele cazuri, numai câteva aspecte pot fi suficiente pentru recunoaştrea mineralului. Astfel, în cazul malachitului, cinabrului şi realgarului este caracteristică culoarea: verde, roşie sau portocalie; hematitul se recunoaşte după culoarea roşie, spre neagră şi urmă brun-roşcată; azbestul se recunoaşte după cristalele flexibile cu habitus fibros; muscovitul după habitus lamelar şi luciu sidefos, etc. Pe această cale se pot recunoaşte cca. 150 minerale. În continuare vom prezenta o serie de proprietăţi macroscopice ale mineralelor cu ajutorul cărora se pot identifica în anumite cazuri.

1. Caracterele morfologice

a) *Forma cristalelor* este condiţionată de sistemul cristalografic, de tipul de structură a mineralului şi condiţiile de cristalizare. În funcţie de forma lor exterioară mineralele pot fi:

- *idiomorfe* – apropiate de forma ideală, fiind delimitate de feţe plane intersectate după muchii drepte;
- *hipidiomorfe* – sunt mărginite atât de suprafeţe plane, cât şi de feţe rotunjite sau neregulate;
- *allotriomorfe (xenomorfe)* – sunt delimitate numai de suprafeţe rotunjite sau neregulate.

b) *Habitusul cristalelor* se referă la aspectul general al formei cristalului, în funcţie de predominarea uneia sau alteia dintre formele cristalografice simple care delimitează cristalul, ori de dezvoltarea mai puternică a feţelor după una sau două direcţii cristalografice. În funcţie de dezvoltarea după cele trei direcţii cristalografice, habitusul poate fi:

- *izometric* – cristalele sunt dezvoltate aproximativ egal după cele trei direcţii;
- *alungit* – cristalele sunt alungite după una din direcţiile cristalografice;
- *aplatizat* – cristalele sunt dezvoltate după două direcţii.

c) *Forme de asociere a mineralelor*. În natură, cristalele apar mai rar izolate, de cele mai multe ori formând aglomerări policristaline: agregate constituite dintr-un singur mineral – agregate monominerale şi agregate constituite din mai multe minerale – agregate poliminerale. Pentru caracterizarea formelor de asociere a mineralelor se folosesc noţiunile de structură şi textură.

Structura se referă la gradul de cristalizare, adică la raportul dintre componenţii cristalizaţi şi necristalizaţi din agregat, precum şi la dimensiunile relative şi absolute ale cristalelor. Se disting structuri:

c.1. După dimensiunile cristalelor:

- *faneritice* – cristalele se disting macroscopic;
- *afanitice* – care pot fi microcristaline şi criptocristaline(se observă de regulă numai sub microscop);

c.2. După raportul dintre masa cristalizată și cea necristalizată dintr-un agregat:

- *holocristaline* – agregatul mineral este complet cristalizat;
- *hipocristaline* – agregatul mineral este format din componente cristalizate şi necristalizate;
- *vitroase (sticloase)* – agregatul este în întregime necristalizat.

Textura se referă la dispoziţia în spaţiu a componenţilor unui agregat, precum şi la modul de umplere a volumului ocupat de acesta. Se deosebesc *texturi masive neorientate*, *radiare*, *concentrice*, *sferulitice*, *celulare*, *fluidale*, *pământoase (pulverulente)*, *şistoase*.

2. Proprietăţi optice

a) *Transparenţa* caracterizează gradul de reflexie, refracție sau absorbţie a razelor luminoase. Se deosebesc minerale transparente (*cuarţ*, *calcit*, *halit*, *fluorină*, etc), translucide (semitransparente) şi opace (*pirită*, *galenă, blendă*, *magnetit*, *hematit*, etc.).

b) *Luciul* reprezintă efectul combinat al reflexei şi refracţiei luminii. După aspectul suprafeţelor, luciul poate fi mătăsos (*azbest*, *gips fibros*), sidefos (*mice*, *gips lamelar*), gras (*talc*, *calcedonie*, *opal*), mat (*agregate pământoase*), sticlos (*cuarţ*, etc.), adamantin (*diamant*, *sulf*, *blendă*, etc.), semimetalic (*magnetit*, *hematit*, *alabandină*), metalic (*metale native*, *pirita*, *galena*, etc.).

c) *Culoarea*. În general mineralele transparente sunt incolore, iar cele opace au culori caracteristice, *idiocromatice* când mineralul este pur, sau *allocromatice* când mineralul are diferite incluziuni (*albă* – cuarţ, calcit, talc, gips, feldspat; *argintiu* – argint nativ; *galben pai* – pirita; *galben* – sulf nativ; *auriu* – aurul nativ; *roz* – varietate de cuarţ, rodocrozit, rodonit, ortoză; *roşu* – hematit, granat, cupru nativ; *brun* – siderit, goethit; *violet* – fluorina, ametist; *bleu* – topazul; *negru* sau *gri metalic* – magnetitul).

d) *Culoarea urmei* se referă la culoarea pulberei unui mineral, pe care acesta o lasă prin frecare cu o suprafaţă de porţelan albă. Această culoare este uneori diferită de cea a mineralului, reprezentând un caracter diagnostic pentru identificarea mineralului. Astfel: *pirita* – urmă neagră-gri; *hematitul* – roşie-sângerie sau brună; *magnetitul* – neagră; *blenda* – brun-gălbuie, *calcopirita* – neagră-verzuie, etc.

e) *Luminiscenţa*. Prin luminiscenţă se înţelege proprietate unor minerale de a transforma diferite tipuri de excitații energetice (raze ultraviolete, raze catodice, căldura sau presiunea, etc.) în raze luminoase (*fotoluminiscența*, *termoluminiscenţă, triboluminiscenţă, cristaloluminiscența, chemoluminiscența*).

Fenomenul de fotoluminiscență care este cel mai frecvent observat, este determinat de radiațiile electromagnetice (de tip X - Rontgen, UV - ultraviolete). *Fotoluminiscenţa* cuprinde *fluorescenţa*, care dispare odată cu încetarea expunerii şi *fosforescenţa*, care se păstrează un timp şi după încetarea expunerii.

Pentru determinări macroscopice se foloseşte lampa de cuarţ cu vapori de mercur, care emite radiaţii ultraviolete. Exemple de minerale luminiscente sunt fluorina (CaF_2), scheelitul ($CaWO_4$), diamantul, calcitul, blenda,etc.

3. Proprietăţi mecanice

Sunt proprietăţi determinate de forţele de coeziune ale unui agregat sau cristal, reprezentând rezistenţa opusă de corp la forţele exterioare, care tind să-i schimbe forma şi volumul.

Casanţa reprezintă proprietatea mineralelor de a se sparge sub acţiunea unor forţe mecanice (majoritatea sulfurilor). Comportamentul „casant” al mineralelor este în opoziţie cu cel maleabil sau elastic. Corpurile maleabialitate pot fi prelucrate în foițe subțiri, iar cele ductile pot fi trase în fire (argint, aur, etc.).

Clivajul este proprietatea unor cristale de a se desface după suprafeţe plane (feţe posibile de cristal), sub acţiunea unor forţe mai puternice decât coeziunea. Clivajul se produce întotdeauna după plane perpendiculare pe direcţiile de coeziune minimă. În funcţie de uşurinţa cu care se produce clivajul şi după aspectul suprafeţelor rezultate, clivajul este perfect, bun, mdiu şi slab.

Spărtura se referă la forma pe care o capătă după spargere fragmentele rezultate dintr-un cristal. Spărtura este caracteristică tuturor mineralelor care nu prezintă clivaj. În funcţie de forma pe care o capătă spărtura poate fi: *concoidală* – în formă de scoică, cu spărtură concavă (*cuarţ*, *opal*); *colţuroasă* – se sparg, rezultând anumite „muchii” (metale native – *cupru*, *argint*, *fier*, etc); *aşchioasă* – sub formă de aşchii (*gips*, *amfiboli*, *piroxeni*); *neregulată* – *calcopirită*; *pulverulentă* – în general la minerale cu duritate mică (*limonit*, *psilomelan*).

Duritatea reprezintă rezistenţa la zgâriere sau şlefuire pe care o opune suprafaţa mineralelor la o acţiune mecanică cu un corp mai dur. De regulă, duritatea se apreciază prin comparaţie, prin zgârierea unui mineral de către altul considerat etalon.

Cea mai folosită scară relativă pentru aprecierea durităţii este *scara Mohs*, care cuprinde 10 trepte de duritate: 1 – *talc*; 2 – *gips*; 3 – *calcit*; 4 – *fluorină*; 5 – *apatit*; 6 – *ortoză*; 7 – *cuarţ*; 8 – *topaz*; 9 – *corindon*; 10 – *diamant*.

4. Greutatea specifică

Greutatea specifică este definită ca raportul dintre greutatea şi volumul mineralului. Valoarea numerică a greutăţii specifice este exprimată în g/cm^3. În general mineralele cu greutate specifică mare sunt metalele native (Au = 14,5-19,3; Pt = 17–19; Hg = 13,5; Ag = 10,1–11,1; Cu = 8,5–9; etc.). Greutatea specifică a principalelor minerale utile este cuprinsă între 4 şi 7,5 iar a mineralelor de gangă între 2 şi 3,5.

5. Proprietăţi magnetice

Din punct de vedere magnetic corpurile se împart în: *diamagnetice* – caracterizate prin susceptibilitate magnetică foarte mică şi care sunt respinse în câmpurile magnetice externe (*grafitul*, *diamantul*, *calcitul*, *topazul*, etc.); *paramagnetice* – cu susceptibilitate magnetică mică, dar care sunt atrase foarte slab într-un câmp magnetic (*sideritul*, *turmalina*); *feromagnetice* – susceptibilitate magnetică foarte mare (*magnetitul*, *pirotina*).

6. Proprietăţi electrice

În funcţie de conductibilitatea electrică, mineralele se împart în bune conducătoare de electricitate (conductori electrici) şi rău conducătoare de electricitate sau izolante (dielectrice). Între cele două categorii există şi minerale de tranziţie, mai importante fiind sulfurile şi sulfusărurile metalice.

a) *Termoelectricitatea*

În condiţiile în care sunt încălzite suprafeţele de contact a două minerale bune conducătoare de electricitate, în masa acestora apar forţe electromotoare (apar vibraţii în masa mineralelor).

b) *Piroelectricitatea*

Reprezintă fenomenul de electrizare a mineralelor prin încălzire, fiind caracteristică mineralelor dielectrice ale căror cristale au axă de simetrie polară (*turmalina*).

c) *Piezoelectricitatea*

Este fenomenul de apariţie a electricităţii în cristale prin acţiunea unor forţe mecanice de comprimare sau tracţiune. Se întâlneşte la cristalele dielectrice cu axe de simetrie polare (*cuarţul*).

7. Proprietăţi termice

Un flux termic care cade pe suprafaţa unui monomineral cristalizat suferă un fenomen similar fasciculelor de lumină, fiind reflectat, absorbit sau transmis.

Principalele fenomene legate de acţiunea căldurii asupra mineralelor sunt *dilataţia termică*, *conductibilitatea termică*, *radiaţia termică* şi *căldura specifică*.

În funcţie de *gradul de absorbţie al căldurii* de către minerale, acestea se împart în *diatermale* (absorb nesemnificativ fluxul termic; de ex. *silvina*, *halitul*) şi *adiatermale* (absorb aproape integral fluxul termic; de ex. *calcitul*, *gipsul*).

Din punctul de vedere al *conductibilităţii termice*, mineralele cu aspect metalic sunt în general bune conducătoare de căldură, iar mineralele nemetalice pot avea conductibilităţi diferite. Astfel, calcitul este mai bun conducător de căldură decât gipsul. Această proprietate poate fi apreciată, de exemplu la pipăit calcitul va da o senzaţie de rece în comparaţie cu gipsul şi baritina care vor părea mai calde, topazul este mai rece decât cuarţul, etc.

8. Proprietăţi organoleptice

Sunt acele proprietăţi care se evidenţiază prin gust, miros, pipăit, etc. Acestea se referă în principal la următoarele:

Gustul – se recunosc mineralele uşor solubile: *halitul* (gust sărat specific), *silvina* (gust amar, uşor astringent), etc.;

Mirosul – prin lovire unele minerale degază un miros specific: *sulf*, *arsen*, etc.;

Tuşeul (Pipăitul) – se foloseşte mai ales în cazul mineralelor moi, cu aspect gras: *talc*, *grafit*, *molibdenit*; sau în cazul aprecierii senzaţiei de mineral mai rece sau mai cald (tuşeul);

Auzul – poate ajuta pentru sesizarea unor sunete legate de compactitatea sau porozitatea mineralelor. De exemplu, *ceruzitul* ($PbCO_3$) prin lovire cu ciocanul produce un zgomot asemănător cu cel al unui geam spart.

Proprietăţile enumerate mai sus pot conduce la determinarea unor minerale prin aprecierea macroscopică a eşantioanelor. Însă, sunt foarte numeroase situaţiile în care pentru diagnosticarea mineralelor sunt necesare analize şi determinări microscopice (cu microscoapele polarizant, calcografic, electronic, etc) şi analize prin metode fizice (determinări termo-diferenţiale, difractometrie de raze X, etc.).

2.4. Denumirea mineralelor

În ce priveşte denumirea mineralelor, se observă diversitatea aspectelor luate în considerare la atribuirea acestora:

- *denumirele antice greceşti, latineşti sau arabe* preluate ca atare: cinabrul, gipsul, cuarţul, blenda, feldspat;
- *culoarea*: albit – albus (lat.); rodonit – rhodon (= roz, roşu în greacă); azurit – bleu (arabă);
- *clivaj*: ortoclaz - drept (în gr.);
- *habitus:* actinolit - radiar (în gr.);
- *greutate specifică*: baritina - barys = greu (în gr.)
- *compoziţia chimică*: calcit (carbonat de calciu), cuprit (oxid de cupru), zincit (oxid de zinc);
- *toponimice*: vezuvian (vulcanul Vezuviu, Italia), andaluzit (Andaluzia, Spania), muscovit (Moscova, Rusia), săcărâmbit (Săcărâmb, M-ţii Apuseni, România);

- *după personalităţi ştiinţifice, culturale, etc.*: wollastonit (după mineralogul englez William Hyde Wollaston), biotit (după fizicianul francez Jean-Baptiste Biot), sillimanitul (după chimistul american Benjamin Silliman), goethitul (filozoful, scriitorul german Wolfgang von Goethe), rooseveltit ($BiAsO_4$, după preşedintele american Franklin Delano Roosevelt).

2.5. Clasificarea mineralelor

Aspectele privind clasificarea mineralelor, precum şi denumirea acestora, au fost abordate apelând la o serie de criterii. Cele mai utilizate sunt compoziţia chimică şi structura acestora.

După compoziţia chimică şi structură cele cca. patru mii de minerale cunoscute în natură până în prezent, au fost clasificate în clase, subclase, grupe, etc.

Numărul total de specii minerale se repartizează claselor minerale în următoarele proporţii: silicaţi – 25,8%, fosfaţi – 17,5%, sulfuri – 13,3%, oxizi şi hidroxizi – 12,4%, sulfaţi – 8,4%, halogenuri – 5,8%, carbonaţi – 4,5%, elemente native – 3,3%, boraţi – 2,9%, etc.

După gradul de participare la compoziţia scoarţei terestre, mediile sunt aproximativ următoarele: silicaţi şi silice – 81%, oxizi şi hidroxizi – 14%, carbonaţi – 0,7%, fosfaţi – 0,7%, halogenuri – 0,5%, sulfuri – 0,15%, elemente native – 0,1%, etc.

În compoziţia chimică a mineralelor intră cea mai mare parte a elementelor chimice cunoscute, în funcţie de tendinţa lor de a se asocia putându-se deosebi *elemente petrogene* şi *elemente metalogene*. Manganul şi fierul se plasează la limita celor două grupe, având un rol dublu. *Elementele petrogene* cu ponderea cea mai mare sunt O_2, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Mn, Ti. Acestea intră în principal în constituţia silicaţilor, oxizilor, carbonaţilor, sulfaţilor şi fosfaţilor, minerale care formează masa principală a scoarţei terestre. *Elementele metalogene*, cu o pondere mult mai redusă, se întâlnesc în constituţia sulfurilor, arseniurilor, stibiurilor, unor oxizi sau ca elemente native.

Clasele în care sunt grupate mineralele sunt:

Elementele native - numărul total al speciilor minerale şi varietăţilor minerale din clasa elementelor native este de cca. 80, depăşind numărul elementelor chimice care intră în componenţa lor (cca.35). aceasta se explică prin aceea că unele elemente în natură se găsesc în două sau mai multe stări allotropice: carbonul (diamant şi grafit), suful (alfa şi beta), etc. De asemenea, elementele native se pot găsi sub forma unor soluţii solide: electrum (Au şi Ag), nichel – fier, platiniridium (Pt şi Ir), etc;

Sulfuri, sulfosăruri şi compuşi similari - în această clasă de minerale intră sulfurile, seleniurile, telururile, arseniurile, stibiurile şi sulfurile multiple (sulfosărurile);

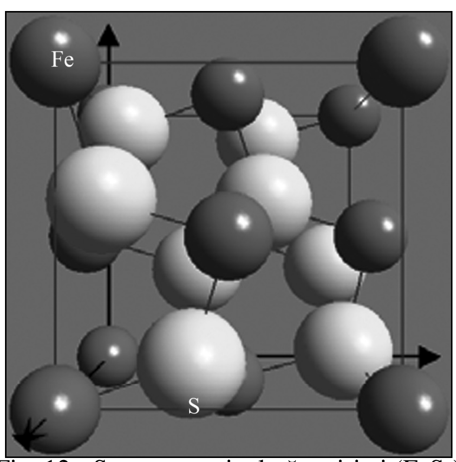


Fig. 12 - Structura reticulară a piritei (FeS_2)

Oxizii şi hidroxizii - sunt compuşii cei mai simpli ai peste 40 de elemente chimice (metale şi metaloizi) cu oxigenul şi hidroxilul. Foarte răspândiţi sunt oxizii şi hidroxizii fierului, apoi ai aluminiului, manganului, titanului, cromului, etc;

Halogenuri - mineralele din această clasă sunt reprezentate prin fluoruri, cloruri, bromuri şi ioduri, adică prin săruri simple, hidratate sau complexe ale HF, HCl, HBr, HI. Elementele mai importante care formează săruri haloide sunt K, Na, Li, Mg, Ca, Al, Fe, Mn, Cu, Pb, Ag, Hg şi Si;

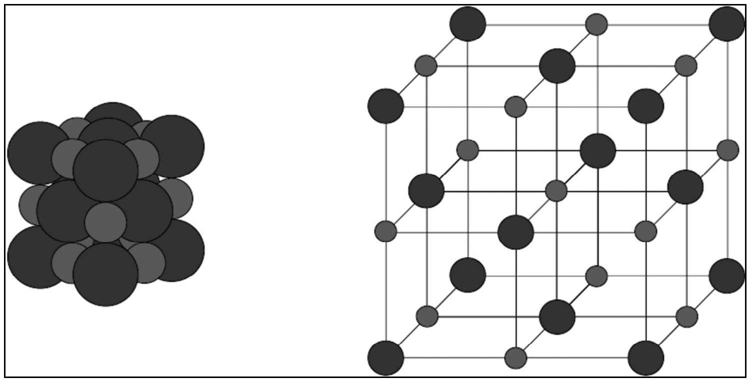


Fig. 13 - Structura reticulară a halitului (NaCl) (Na - sferele cu diametru mare; Cl - sferele cu diametru mic)

Carbonaţi, nitraţi, boraţi, iodaţi - carbonaţii sunt combinaţii ale radicalului $(CO_3)^{-2}$ cu diferiţi cationi, în special bivalenţi: Mg, Fe, Mn, Ca, Ba, Sr, Pb, Zn, etc;

Nitraţii sunt săruri ale HNO_3, mai răspândiţi fiind nitraţii alcalini şi mai rari cei alcalino-pământoşi;

Boraţii sunt combinaţii ale anionului $(BO_3)^{-3}$, în special cu cationi trivalenţi (Al^{3+}, Fe^{3+}, Mn^{3+}) şi cu unii cationi bivalenţi cu raze atomice mici (Mg^{2+}, Fe^{2+});

Iodaţii sunt minerale întâlnite rar în natură;

Sulfaţi, cromaţi, wolframaţi, molibdaţi - sunt săruri cu anionii $(SO_4)^{-2}$, $(CrO_4)^{-2}$, $(WO_4)^{-2}$ şi $(MoO_4)^{2}$;

Fosfaţi, arseniaţi, vanadaţi - radicalii $(PO_4)^{-3}$ $(AsO_4)^{-3}$, $(VO_4)^{-3}$ formează săruri stabile cu cationii trivalenţi, mai ales cei din grupa pământurilor rare şi cu bismutul; elementele bivalente se întâlnesc în această clasă numai sub forma unor ioni suplimentari ca $(OH)^{-}$, F^{-}, Cl^{-}, O^{-2};

Silicaţii - mineralele din această grupă au o mare răspândire în natură, constituind peste un sfert din numărul de minerale cunoscute şi aproximativ trei sferturi din masa scoarţei terestre. Unitatea structurală specifică silicaţiilor este tetredrul de silice, $\mathbf{[SiO_4]^{4-}}$.

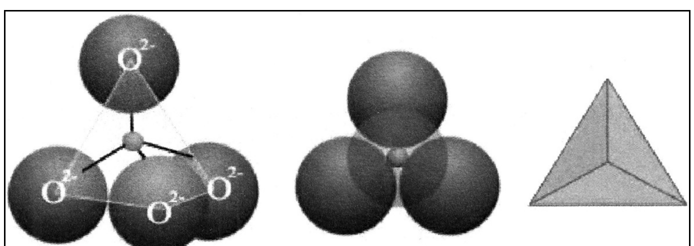


Fig. 14 - Aranjamentul structural în tetraedrul de silice $\mathbf{[SiO_4]^{4-}}$

Clasificarea silicaţilor are la bază criteriul structural, fiind împărţiţi în:

- *nezosilicaţi* (silicaţi alcătuiţi din tetraedrii solitari de silice, legaţi prin cationi de Ca, Mg, Na, etc., dar nu prin atomi de oxigen ai tetraedrului);

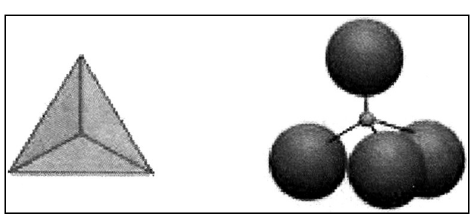


Fig. 15 - Structura nezosilicatică

- *sorosilicaţi* (doi tetredrii de silice legaţi printr-un atom de oxigen aparţinând tetraedrului);

- *ciclosilicaţi* (o structură ciclică din minim trei tetraedrii de silice, legaţi prin atomi de oxigen);

- *inosilicaţi* (lanţuri infinite simple – *piroxeni* şi duble – *amfiboliIi*, de tetraedrii de silice legaţi prin atomi de oxigen);

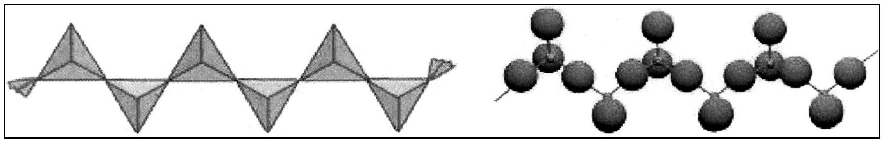


Fig. 15 - Structura piroxenilor

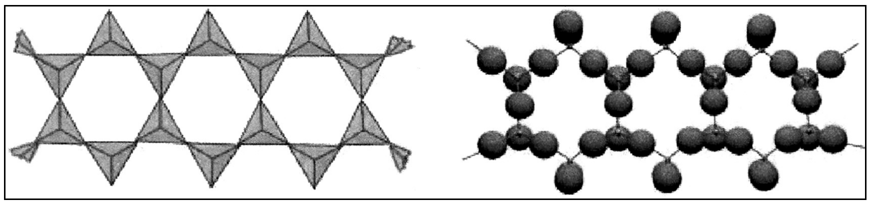


Fig. 15 - Structura amfibolilor

- *filosilicaţii* (tetraedrii sunt dispuşi în ochiurile unei reţele plane alcătuite din hexagoane);

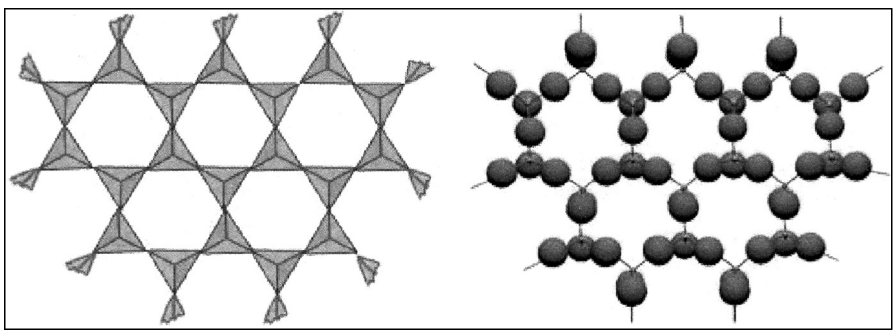


Fig. 15 - Structura filosilicaților

- *tectosilicaţii* (tetraedrii de silice legaţi prin atomi de oxigen sunt dispuşi într-o reţea tridimensională). La valenţele libere ale oxigenului adiţionează ceilalţi cationi şi ioni complecși, formând speciile minerale.

Anexa I (descriere conform celei realizate de Androne, 2007)

I. ELEMENTE NATIVE

Metale native

Metalele au în general structură cristalină simplă, cu un aranjament reticular compact şi legături interatomice de tip metalic, ceea ce le conferă anumite particularităţi: cea mai ridicată conductibilitate electrică şi termică, ductilitate, maleabilitate, luciu metalic. Metalele native prezintă cele mai ridicate greutăţi specifice, iar în particular, metalele nobile sunt şi foarte stabile din punct de vedere chimic.

Metalele native cuprind următoarele grupe:

- **grupa aurului** - conţinând aurul Au, argintul Ag, cuprul Cu;
- **grupa platinei** - conţinând platina Pt, paladiul Pd, rodiul Rh, osmiul Os, reniul Re, iridiul lr şi ruteniul Ru;
- **grupa fierului şi a mineralelor de fier din meteoriţi** - conţinând fierul Fe, nichel-fierul, kamacitul, taenitul.

Aur nativ: Au (lat. aurum).

Sistem de cristalizare: cubic.

Formă/Habitus: agregate dendritice, filiforme, foiţe, plăci, agregate masive, granule sau pepite (engl. nuggets), sau pulbere fin diseminată în aluviuni de tip placers; rar, cristale individuale cubice, octaedrice, dodecaedrice.

Culoare: galben, galben de alamă, sau galben argintiu; Urmă: galbenă strălucitoare; Luciu: metalic; Transparenţă: opac.

Clivaj: absent; Spărtură: aşchioasă.

Duritate: 2,5–3; Greutate specifică: 19,3 g/cm^3 (la 20 °C).

Caracteristici: metal nobil, bun conducător electric şi termic, este cel mai maleabil şi mai ductil metal, având temperatura de topire relativ scăzută (1063 °C): se poate lamina în foiţe cu grosimi de 1/10000 mm, iar o uncie (28 g) de aur pur poate fi „bătută" până la obţinerea unei foiţe de 17 m^2, sau poate fi trasă într-un fir lung de câţiva kilometri. Aurul nu se alterează în aer sau apă, la nici o temperatură şi nu este atacat de nici un acid izolat; este solubil doar în apă regală (lat. aqua regia = amestec 3:1 de acid clorhidric HC1 şi acid azotic HNO_3) şi în cianuri alcaline; formează amalgame cu mercurul Hg. Fiind aproape inert din punct de vedere chimic, se găseşte în natură în special în stare nativă (aproximativ 80% din aurul extras este aur nativ, restul provenind din compuşii săi cu teluriul Te - telururi de tipul: nagyagit $AuPb(Sb,Bi)Te_{2\cdot3}S_6$, sylvanit $(Ag,Au)Te_2$, krennerit $AuTe_2$).

Aurul nativ prezintă aproape întotdeauna conţinuturi foarte scăzute de argint Ag, cupru Cu, paladiu Pd, rodiu Rh, iridiu Ir, fier Fe, *etc.*

Geneză: primară: (■) în zăcăminte magmatice asociate stadiului magmatic hidrotermal, în care aurul nativ apare în parageneză cu sulfuri metalice: pirită FeS_2, calcopirită $CuFeS_2$, blendă ZnS, galena PbS, arsenopirită FeAsS, alabandină MnS, nagyagit $AuPb_5S_8(Te,Sb)_5$, krennerit $AuTe_2$, *etc.* şi cu minerale de gangă: cuarţ SiO_2, calcit $CaCO_3$, rodocrozit $MnCO_3$; (■■) în zăcăminte metamorfice; (■■■) în roci sedimentare, de tipul conglomeratelor aurifere (aluviuni vechi, fosile); (■■■■) sedimentar, în aluviuni actuale (placers).

Istoric şi generalităţi: Aurul este cunoscut din timpuri preistorice, fiind apreciat pentru frumuseţea şi strălucirea sa, pentru stabilitatea sa chimică, precum şi pentru faptul că se găseşte în natură în formă relativ pură şi se poate prelucra cu uşurinţă. Foarte apreciat şi utilizat în lumea antică de către egipteni şi mesopotamieni, greci şi romani, *etc,* aurul era exploatat în Egipt şi Mesopotamia în special din aluviunile aurifere, în timp ce în India erau exploatate zăcăminte de aur prin lucrări miniere subterane. De la descoperirea Americii de către Columb, în 1492 şi până în 1600, mai mult de 225 tone de aur exploatate direct sau jefuite de la civilizaţiile vechi din America Centrală şi de Sud au luat drumul Europei, revenind coroanei Spaniei. În secolele următoare, minele din America de Sud şi în special cele din Columbia au asigurat cea mai mare parte a aurului pus în circulaţie în Lumea Veche. La începutul secolului XIX, Rusia a devenit un mare producător de aur, prin exploatarea zăcămintelor din M-ţii Urali - unde, lângă localitatea Miass a fost descoperit în 1842 un agregat masiv de aur (pepită) de 36,04 kg. în perioada următoare, producţia mondială de aur a crescut considerabil prin descoperirea zăcămintelor din Australia, din statele Victoria şi Queensland - unde s-au găsit unele dintre cele mai mari pepite din lume: 68,26 kg - în 1857; 71,03 kg - în 1869 (cunoscută ca Holtermann Nugget). în aceeaşi perioadă s-a găsit aur şi în S.U.A., în California, de unde provine cea mai mare pepită descoperită în lume (92 kg), apoi în Colorado, Nevada şi Dakota de Sud.

„Goana după aur" (engl. gold rush) a continuat prin descoperirea zăcămintelor din Alaska (S.U.A.) şi Yukon Territory (Canada), precum şi a celor din Africa de Sud unde, din regiunea Witwatersrand s-au extras timp de peste un secol cea. 700 - 1000 tone de aur pe an, această zonă devenind principala producătoare de aur din lume. în secolul XX, patru state - Africa de Sud, ex-U.R.S.S., S.U.A. şi Australia -au realizat aproximativ 2/3 din producţia mondială de aur, la care s-au adăugat, ca principali producători şi Canada şi Brazilia. în România, extracţia aurului are o tradiţie bimilenară, asupra căreia stau mărturie atât vestigii romane din M-ţii Apuseni, cât şi diferite artefacte de dată ulterioară atestând tehnicile utilizate.

Folosit din vechime pentru obiecte de cult, bijuterii şi obiecte decorative (foto.VI.2), iar mai târziu pentru placări, monede, etalon internaţional de valoare şi schimb, tezaurizare, medicină etc, aurul are şi o serie de utilizări moderne, în special în electronică, la placarea contactelor, terminalelor, circuitelor şi sistemelor semiconductoare, *etc*., în computere, staţii satelitare şi module spaţiale (placările cu pelicule foarte subţiri de aur determină reflectarea a până la 98% din radiaţia IR, evitând încălzirea şi incandescenţa componentelor electronice). Întrucât aurul pur este foarte moale, în vederea utilizării comune se aliază cu argint şi/sau paladiu (aur alb), cu cupru (aur roşu), cu argint şi cupru (aur roz), *etc.* Pentru aprecierea purităţii aurului se utilizează caratul (kt) - unitate calitativă - care reprezintă cantitatea de aur pur conţinută într-un aliaj şi exprimată în 24 de fracţiuni ale masei totale (1 kt = 1/24), de exemplu: aurul de 24 kt este 100% pur, în timp ce aurul de 12 kt este 50% aur pur în aliaj cu alte metale ş.a.m.d. În practică, în cazul bijuteriilor şi obiectelor masive de aur, fineţea aurului utilizat este înscrisă printr-un marcaj exprimat în 1/1000, de exemplu: aurul de 14 kt este marcat 585 $^{0}/_{00}$, aurul de 18 kt este marcat 750 $^{0}/_{00}$, iar aurul de 24 kt poartă marcajul 1000 $^{0}/_{00}$.

<u>Ocurenţe</u>: ***în lume*:** (■) Mother Lode - California, Cripple Creek - Colorado, Black Hills - Dakota de Sud, Comstock Lode, Carklin - Nevada (S.U.A.); Bendigo, Ballarat (Australia); Berezovsk, Nijnîi Taghil, Miass - Mţii Urali, Transbaikalia, bazinul fluviului Kolîma - Siberia (Rusia); El Oro, El Bargueno (Mexic); Kremnica, Magurka (Slovacia); (■■) Noranda, Bousquet, Val d'Or - Quebec, Porcupine, Kirkland Lake, Timmins -Ontario (Canada); Kalgoorlie, Coolgardie, Pilbara (Australia); Passagem Ouro, Morro Velho - Minas Gerais (Brazilia); Kolar (India); (■■■) Witwatersrand (Africa de Sud); (■■■■) Klondyke - Alaska (S.U.A); Victoria, Queensland (Australia); în România: (■) a) în filoane hidrotermale polimetalice legate de magmatismul neogen - Mţii Apuseni: Brad, Ruda -Barza, Băiţa, Săcărâmb, Stănija (jud. Hunedoara), Zlatna, Almaşul Mare, Bucium, Breaza, Roşia Montană, Baia de Arieş (jud. Alba); Carpaţii Orientali: Regiunea Baia Mare: Săsar, Baia Sprie, Valea Roşie, Şuior, Cavnic, Bâiuţ, Ilba, Nistru, Baia Borşa (jud. Maramureş), Cămârzana (jud. Satu Mare); b) rareori, în zăcăminte polimetalice sau filoane hidrotermale legate de magmatismul laramic (banatitic): Sasca Montană, Oraviţa, Ciclova Română, Dognecea (jud. Caras Severin); (■■■■) rar, pe văile râurilor Arieşul Mare, Arieşul Mic, Ampoi, Strei, Sebeş, Mureş etc.

Argint nativ*: Ag* (lat. argentum, provenit probabil de la un cuvânt sanscrit, cu semnificaţia de „alb" sau „strălucitor").

<u>Sistem de cristalizare</u>: cubic.

<u>Formă/Habitus</u>: fire (sârme), foiţe, agregate dendritice, mase spongioase, pepite, sau agregate compacte, masive; cristalele individuale sunt rare.

<u>Culoare</u>: alb cenuşiu, gălbui pe suprafeţe; cu timpul, suprafeţele capătă o patină cenuşie-negricioasă, chiar dacă nu este oxidabil în oxigenul atmosferic; <u>Urmă</u>: albă strălucitoare; <u>Luciu</u>: metalic; <u>Transparenţă</u>: opac;

<u>Clivaj</u>: absent. <u>Spărtură</u>: aşchioasă, colţuroasă;

<u>Duritate</u>: 2,5; <u>Greutate specifică</u>: 10,5 g/cm^3 (la 20 °C).

<u>Caracteristici</u>: metal nobil, cel mai bun conducător electric şi termic; după aur, este cel mai maleabil şi ductil metal; este atacat în suprafaţă de către sulf S şi hidrogen sulfurat H_2S, la temperatura camerei; este solubil în acid azotic $HN0_3$ (la rece) şi în acid sulfuric concentrat H_2SO_4 (la cald). Argintul nativ prezintă frecvent conţinuturi foarte scăzute de Au, Hg, As, Sb, Bi, Cu, **etc.**

<u>Istoric şi generalităţi</u>: Argintul este cunoscut din mileniul IV î.Chr. (descoperit în morminte caldeene şi în lucrări miniere pre-hitite din Cappadoccia -Turcia), fiind extras şi foarte utilizat de către persani şi apoi de către fenicieni, greci şi romani. Foarte apreciat de civilizaţiile vechi de pe continentele americane, argintul este extras în continuare în mari cantităţi din Mexic, considerat cel mai mare producător actual. Ca şi aurul, argintul a fost utilizat tradiţional pentru obiecte de cult, bijuterii, ornamente, obiecte casnice, monede şi în plus, la argintarea oglinzilor şi, până la 1870 (în Europa) şi 1900 (în S.U.A.), ca standard internaţional de valoare şi schimb, date respective la care a fost înlocuit cu standardul de aur (foto VIA). In prezent, o mare parte a argintului extras provine din argint nativ, însă extracţia din alte minerale de argint, cum sunt acantitul/argentitul şi alte sulfuri argentifere este prioritară. Argintul este în continuare utilizat pentru bijuterii şi în special pentru obiecte ornamentale şi casnice, iar în acest scop este aliat mai ales cu cuprul - fiind, ca şi aurul pur, prea

moale; fineţea argintului astfel utilizat se exprimă în 1/1000, cel cu puritatea cea mai ridicată având marcajul 925 %o (engl. sterling silver).

O altă utilizare masivă a argintului, în special în era pre-digitală, dar şi astăzi, este în fotografie, sub forma sărurilor fotosensibile (clorură de argint AgCl şi bromură de argint AgBr). Este utilizat, de asemenea, drept catalizator (are proprietatea unica de a converti etilena în oxid de etilena, care este un precursor al multor compuşi organici), iar aliat cu cuprul şi paladiul este utilizat în placarea circuitelor şi contactelor electronice. Argintul pur stă la baza producerii altor săruri de argint, între care, mai important este azotatul de argint AgNCh (popular denumit „apă de argint" sau „talpa iadului") utilizat ca reactiv în chimie analitică, în medicină, ca antiseptic, bactericid etc

<u>Geneză</u>: primară*:* (■) în zăcăminte hidrotermale, în parageneză cu sulfuri şi sulfosăruri argentifere: argentit Ag_2S, proustit Ag_3AsS_3, pirargirit $AgSbS_3$, sulfuri şi arseniuri: cobaltină CoAsS, skutterudit (Co,Ni)As, nichelină NiAs, millerit NiS, arsenopirită FeAsS, bismut nativ Bi, carbonaţi; (■■) rareori, ca impregnaţii în roci sedimentare cuprifere; secundară: (□) în zonele de oxidaţie şi de cementaţie ale zăcămintelor primare de sulfuri argentifere.

<u>Ocurenţe</u>: în lume*:* (■) Kongsberg: agregate masive de până la 100 kg, agregate dendritice şi filiforme constituind exemplare de colecţie (Norvegia); Batopilas, El Oro, Guanahuato (Mexic); Banskâ Stiavnicâ, Kutnâ Hora, Jâchymov, Jihlava (Cehia); Schneeberg: sârme de argint de până la 40 cm lungime, St. Andreasberg, Freiberg, Wittichen (Germania); Arizona, Nevada, Michigan, Alaska (S.U.A.); Cobalt - Ontario, British Columbia, Teritoriile de Nord-Vest - Regiunea Marelui Lac al Urşilor (Canada); Australia; Mţii Altai (Rusia); Kazahstan; Suedia; (■■) Mansfeld (Germania); (□) Cerro de Pasco (Peru); în România: (■) a) în filoane polimetalice legate de magmatismul neogen - (□) Regiunea Baia Mare: Săsar, Baia Sprie, Cavnic (jud, Maramureş); Săcărâmb, Brad, Ruda-Barza, Stănija (jud. Hunedoara); Zlatna, Baia de Arieş, Roşia Montană (jud. Alba); b) rareori, în zăcăminte de contact asociate magmatismului laramic (banatitic): Oraviţa, Ciclova Română (jud. Caraş-Severin), Băiţa (jud. Bihor).

Cupru nativ: Cu (lat. aes Cyprium = metal din Cipru —*■ cyprium —> cuprum)

<u>Sistem de cristalizare</u>: cubic.

<u>Formă/Habitus</u>: agregate dendritice, ramificate, filiforme, vermiculare, lamelare; mase compacte; uneori, cristale cubice sau dodecaedrice.

<u>Culoare</u>: roşu arămiu sau brun; <u>Urmă</u>: roşie strălucitoare; <u>Luciu</u>: metalic; <u>Transparenţă</u>: opac;

<u>Clivaj</u>: absent; <u>Spărtură</u>: aşchioasă.

<u>Duritate</u>: 2,5-3; <u>Greutate specifică</u>: 8,96 g/cm^3 (la 20 °C).

<u>Caracteristici</u>: metal maleabil şi ductil, bun conducător termic şi electric; este atacat de acidul azotic HNO3 la rece şi de acidul sulfuric H_2SO_4 la cald; prin expunere în aer, se acoperă cu un strat subţire şi toxic de carbonat bazic de cupru de culoare verde.

<u>Geneză</u>: primară: (■) ca impregnaţii în roci vulcanice bazice; secundară: (□) în zona de alterare a zăcămintelor primare de sulfuri cuprifere, la limita dintre zona de oxidaţie şi zona de cementaţie, în parageneza: cuprit Cu_2O, malachit $Cu_2CO(OH)_2$, calcozină Cu_2S.

<u>Istoric şi generalităţi</u>: Cuprul a fost primul metal cunoscut de omul primitiv, din timpuri preistorice, artefactele descoperite în Orient atestând utilizarea sa străveche de către caldeeni. începuturile metalurgiei cuprului s-au prefigurat pe malurile Nilului, egiptenii fiind primii care au turnat cuprul în matriţe cu aproximativ patru milenii înaintea erei noastre, acesta fiind apoi utilizat la producerea bronzului. Deşi bronzul şi apoi fierul au fost ulterior preferate în confecţionarea armelor şi uneltelor, cuprul a rămas timp de mii de ani de o largă utilizare în domeniul casnic, pentru vase de gătit, ustensile, oglinzi şi ornamente. începând din secolul VIII, cuprul aurit a avut o deosebită căutare, în special în producerea vaselor liturgice şi a obiectelor de cult, utilizarea acestora în Europa medievală atingând apogeul în secolele XV şi XVI. Până în epoca modernă, cuprul nativ a fost sursa exclusivă de extragere a cuprului, însă, odată cu perfecţionarea tehnologiilor de extracţie, sunt preferate pentru exploatare zăcămintele altor minerale de cupru, în general sulfuri şi sulfosăruri de cupru, cum sunt: calcopirita $CuFeS_2$, calcozină Cu_2S, covellina CuS, bornitul Cu_5FeS_4, *etc.* Aliajele cuprului cu alte elemente metalice i-au îmbunătăţit acestuia caracteristicile mecanice şi rezistenţa la coroziune: cupru + staniu (bronzul), cupru + zinc (alama), cupru + aluminiu (cupro-aluminiu), cupru + nichel (cupro-nichelul), *etc.* Utilizările directe ale cuprului se înscriu în special în domeniul electrotehnicii, la fabricarea cablurilor, aparatelor de măsură, generatoarelor, echipamentelor de comunicaţii, *etc.*

Ocurenţe: în lume: (■) Keweenaw: blocuri masive de sute de tone -Michigan (S.U.A.); (□) Cipru; Mţii Urali (Rusia); Bisbee - Arizona (S.U.A.); Corocoro (Bolivia); Broken Hill - New South Wales, Mount Isa -Queensland (Australia); Cornwall (Marea Britanie); Rheinland-Pfalz (Germania); în România: (□) Altân-Tepe (jud. Tulcea); Moldova Nouă, Sasca Montană, Oraviţa, Ciclova Română, Dognecea (jud. Caraş-Severin); Deva (jud. Hunedoara); llba, Cavnic (jud. Maramureş).

Platină nativă: Pt (sp. plata = argint, cu care a fost iniţial confundată).

Sistem de cristalizare: cubic.

Formă/Habitus: granule, foiţe, pepite; rar, cristale izolate cubice.

Culoare: alb argintiu, cenuşiu de oţel; Urmă: cenuşie de oţel; Luciu: metalic; Transparenţă: opac.

Clivaj: absent; Spărtură: aşchioasă, colţuroasă.

Duritate: 4–4,5; Greutate specifică: *21,45* g/cm^3 {la 20 °C).

Caracteristici: metal nobil, maleabil și ductil, este inoxidabil în oxigenul atmosferic, rezistent la acţiunea acizilor izolaţi, fiind solubil doar în apă regală. Studiile recente arată că platina nativă constituie o soluţie solidă complexă de platină Pt, iridiu Ir, osmiu Os, rodiu Rh, paladiu Pd, aur Au, fier Fe şi nichel Ni, motiv pentru care, platina este utilizată uneori ca sursă pentru metalele grele rare Ir, Os, Rh, Pd. Varietatea comună de platină nativă, conţinând 80-90% Pt asociată cu fier şi alte elemente se numeşte **polyxen**. Conţinuturile relativ ridicate de fier din constituţia platinei îi conferă acesteia slabe proprietăţi feromagnetice.

Geneză: primară: (■) în zăcăminte lichid-magmatice legate de roci plutonice bazice şi ultrabazice, unde apare în parageneză cu cromit $FeCr_2O_4$, olivine $(Mg,Fe)SiO_4$, piroxeni; (■■) sedimentară, în aluviuni.

Istoric şi generalităţi: Deşi utilizată din mileniul I î.Chr. (descoperită în morminte egiptene), prima consemnare documentară a platinei datează de la începutul secolului XVI, când a fost descoperită de către spanioli în aluviunile aurifere de la Rio Pinto, în Columbia; aceştia au confundat-o cu argintul (sp. plata) şi au denumit-o platina del Pinto, sintagmă în care diminutivul platina se referea la starea impură a presupusului argint descoperit. Platina a fost recunoscută ca metal distinct abia în 1755, iar utilizarea sa în bijuterie datează aproximativ din anul 1900, deşi, temperatura sa de topire ridicată (1769°C) a necesitat o tehnologie mai sofisticată, elaborată după 1920. Puritatea platinei din bijuterii şi obiecte ornamentale se exprimă în 1/1000, platina cea mai pură având marcajul $950^0/_{00}$. În prezent, utilizările industriale ale platinei sunt mult mai importante decât cele din bijuterie: catalizatori, electrozi, capsule şi creuzete; bujii şi contacte electronice pentru navete spaţiale; aparate de precizie; convertoare moleculare, termocupluri; în medicină: compuşi ai platinei sunt utilizaţi în chimioterapie, *etc.*

Ocurente: în lume: (■) - (■■) Bushveld - Transvaal (Africa de Sud): deţine 55% din rezervele globale de platină; Stillwater - Montana, Trinity River -California, Rutherford - Carolina de Nord, Cape Blanco - Oregon, Alaska (S.U.A.); Sudbury Ontario, Alberta, British Columbia (Canada); Nijnîi Taghil, Neviansk: pepită de 16 kg descoperită în 1912 - Mţii Urali, Norilsk - Siberia, Konder, Monchegorsk, Talnakh (Rusia); Great Dyke (Zimbabwe); (S.U.A.); Brazilia; Equador; Australia; Noua Zeelandă; Borneo, Sumatra (Indonezia); înRomânia: (■■) foarte rar, la Pianul de Sus (jud. Alba).

Fier nativ: Fe (lat: *ferrum).*

Sistem de cristalizare: cubic. Prezintă trei forme alotropice: a-fier (formă stabilă la temperatură normală), y-fier (formă stabilă peste 912°C) şi S-fier (formă stabilă între 1394 - 1535°C).

Formă/Habitus: agregate granulare, diseminate; în meteoriţi - cristale plate, lamelare.

Culoare: cenuşiu de oţel sau negru; Urmă: cenuşie de oţel; Luciu: metalic, în spărtură proaspătă; Transparenţă: opac;

Clivaj: bun; Spărtură: aşchioasă;

Duritate: 4; Greutate specifică: 7,86 g/cm^3 (la 20 °C).

Caracteristici: metal maleabil şi ductil la rece, devine plastic la cald; se dizolvă în acizi diluaţi; la expunerea la oxigen atmosferic, se oxidează, acoperindu-se cu un complex de hidroxi de fier, între care: limonitul, goethitul, *etc,* popular cunoscuţi ca rugină; feromagnetic.

Geneză: primară: (■) în roci bazaltice; (■■) meteoritic; secundară: (□) în roci sedimentare carbonatice, prin reducerea oxizilor de fier de către substanţa organică.

Istoric şi generalităţi: Fierul nativ este un mineral extrem de rar în crusta terestră (deşi, fierul - ca element chimic - este componentul major al nucleului terestru, reprezentând astfel, în ansamblul Pământului, un constituent principal, având 35% din totalul elementelor chimice din componenţa acestuia). Fierul terestru se prezintă invariabil asociat cu nichel, fie în cantitate redusă (2-3% Ni), fie mai ridicată (21 - 64% Fe şi 77 -34% Ni), acesta din urmă constituind aliajul nativ numit nichel-fier. Paradoxal, pe Pământ (la suprafaţa crustei terestre) este mai frecvent fierul meteoritic decât cel de origine terestră şi se găseşte, de asemenea, aliat cu nichelul în proporţii diferite: polimorful conţinând o cantitate mai redusă de nichel (5 - 8 % Ni) se numeşte kamacit (gr. kamax = băţ, stâlp), iar cel având un conţinut mai ridicat (62 - 75% Fe şi 37 - 24% Ni) se numeşte taenit (gr. taenia = panglică, bandă), ambele denumiri indicând forma predominantă a cristalelor descoperite. Aceste minerale meteoritice, echivalente ale fierului nativ terestru, se găsesc sub formă de granule microscopice şi în unele roci selenare. Dată fiind provenienţa şi raritatea acestui tip de minerale, în mod evident ele nu constituie sursa de extracţie a fierului de utilizare industrială, acesta fiind separat din zăcăminte ale altor tipuri de minerale de fier, cum sunt: hematitul Fe_2O_3, magnetitul Fe_3O_4; sideritul $FeCO_3$, *etc.* Fierul nativ terestru şi meteoritic are însă o importanţă teoretică deosebită, fiind implicat în cercetări privind sursa meteoriţilor, formarea Sistemului Solar etc; exemplarele cu dimensiuni şi cristalinitate deosebită constituie specimene de colecţie.

Ocurenţe: (■) Ovifak, Disko Bay, Qeqertarsuaq (Groenlanda); Kassel (Germania); Pen. Kola (Rusia); (■■) Meteor Crater, Diablo Canyon -Arizona (S.U.A.); Antarctica; (□) Missouri, New Jersey (S.U.A.).

Nemetale native

Nemetalele native se deosebesc radical de metalele tipice prin structura lor reticulară şi prin legăturile interatomice, precum şi prin proprietăţile pe care acestea le induc.

Sulf nativ: S (lat. sulphur = piatră care arde —> pucioasă). Prezintă mai multe forme alotropice, dintre care, mai importante sunt: α sulf (cristalizează în sistemul rombic şi este stabil la temperatura camerei) şi β sulf (cristalizează în sistemul monoclinic şi este stabil între 95,6 - 119,5 °C, însă la temperatura camerei trece progresiv în forma rombică).

α-sulf:

Formă/Habitus: agregate masive, compacte sau pământoase, pulverulente; rareori, mase reniforme, stalactitice; foarte rar, cristale individuale.

Culoare: în stare pură sau aproximativ pură: galben pai, galben ca mierea, galben brun; impur: galben cenuşiu pământos, galben verzui, cenuşiu roşcat; Urmă: albă gălbuie (slabă); Luciu: adamantin pe feţele de clivaj, gras în spărtură; Transparenţă: în stare pură: transparent sau translucid; impur: opac.

Clivaj: imperfect. Spărtură: concoidală, neregulată.

Duritate: 1,5- *2 , 5 ;* Greutate specifică: 2,07 g/cm^3.

Caracteristici: friabil; slab conducător termic şi electric; la frecare se încarcă cu sarcini electrice negative.

Geneză: primară: (■) fumaroliană şi solfatariană, legată de emanaţiile vulcanice active sau post-vulcanice de hidrogen sulfurat H_2S şi de dioxid de sulf SO_2, care, în prezenţa aerului şi a vaporilor de apă se oxidează şi, prin sublimare, depun sulful sub formă de pulbere, cruste, agregate masive, în parageneză cu realgar AsS şi auripigment As_2S_3; (■■) depus din izvoare termale; secundară: (□) în partea inferioară a zonei de oxidaţie a zăcămintelor primare de sulfuri metalice, în parageneză cu: limonit $Fe_20_3 .H_20$, melanterit $FeS0_4$-$7H_20$, malachit $Cu_2C0_3(OH)_2$, ceruzit $PbCO_3$, smithsonit $ZnCO_3$; (□□) în roci sedimentare, prin reducerea sulfaţilor, în special a gipsului $CaSO_4.2H_2O$.

Istoric şi generalităţi: Cunoscut de popoarele antice sub denumirea de pucioasă, sulful a fost clasificat ca element chimic în 1777, de către chimistul francez Antoine Laurent de Lavoisier (1743-1794). Utilizarea industrială majoră a sulfului este la producerea acidului sulfuric H_2SO_4 - folosit apoi într-o multitudine de domenii: la fabricarea fertilizatorilor, detergenţilor, pigmenţilor, vopselelor, solvenţilor, explozivilor, chibriturilor, în pirotehnie, în procese de rafinare a petrolului, în procese metalurgice; unii compuşi organici ai sulfului sunt utilizaţi la producerea şi vulcanizarea cauciucului, în insecticide şi medicamente.

Ocurenţe: în lume: (■) Italia, Japonia, Chile; (□□) Sicilia; Texas, Louisiana (S.U.A.); în România: (■) depunere solfatariană asociată vulcanismului neogen: Gura Haitii - Mţii. Călimani, Turia M. Puturosu (jud. Harghita); (■■) Tuşnad, Covasna (jud. Covasna), Băile Herculane (jud. Caraş-Severin); (□) Baia Sprie, Cavnic (jud. Maramureş); Roşia Montană (jud. Alba); (□□) Darabani (jud. Botoşani); Tg. Ocna, Caşin, Poiana Sărată (jud. Bacău); Pucioasa, Vulcana (jud. Dâmboviţa); Băile Govora (jud. Vâlcea).

Carbon nativ: C (lat. carbo, -onis ~ cărbune). Prezintă două forme alotropice importante: grafitul şi diamantul, la care se adaugă o a treia formă alotropică, foarte rară, descoperită relativ recent şi numită fullerit (sau fullerenă).

Grafit (gr. graphein = a scrie, de la urmele pe care le lasă pe diferite materiale).

Sistem de cristalizare: hexagonal.

Formă/Habitus: agregate foioase, fin solzoase; cristale sau solzi izolaţi, granule; mase compacte pământoase.

Culoare: cenuşiu închis, negru strălucitor; Urmă: cenuşie, neagră; Luciu: metalic, semimetalic; mat, la varietatea pământoasă; Transparenţă: în general opac; transparent în strate subţiri.

Clivaj: perfect.

Duritate: 1 – 1,5; Greutate specifică: 2,2 g/cm^3.

Caracteristici: este forma cea mai stabilă a carbonului, la temperaturile şi presiunile de la suprafaţa Pământului; moale şi friabil; tuşeu gras, unsuros; lasă urme negre pe degete, pe hârtie, ceramică etc; foiţele subţiri sunt flexibile, dar nu elastice; bun conducător termic şi electric.

Geneză: primară: (■) metamorfică, prin metamorfismul regional al acumulărilor de cărbuni, sau al depozitelor sedimentare cu conţinut ridicat de material organic; (■■) metamorfică, prin metamorfismul de contact al corpurilor eruptive sau al soluţiilor hidrotermale cu masele de cărbuni; (■■■) în graniţe şi pegmatite.

Istoric şi generalităţi: Cunoscut din antichitate, utilizarea grafitului pentru scriere în creioane este cunoscută abia din anul 1575. Grafitul a fost pentru prima dată sintetizat accidental de către inginerul american Edward G. Acheson, în 1896. Este utilizat ca lubrifiant (dispersat coloidal în uleiuri) şi agent de lustruire; confecţionarea electrozilor şi a creuzetelor refractare; lămpi cu arc electric, baterii şi componente ale motoarelor electrice; miezul reactoarelor nucleare (ca bloc moderator de neutroni).

Ocurenţe: în lume: (■) Massachussetts, Connecticut, Pennsylvania, New York (S.U.A.); Arendai (Norvegia); Pargas (Finlanda); (■■) Sonora (Mexic); Ontario (Canada); Koreea de Nord; (■■■) Sabaragamuwa (Sri Lanka); India; Madagascar; în România: (■) grafitul participă în constituţia lentilelor de şisturi grafitoase şi de cuarţite negre din complexele de roci cristaline şi cristalofiliene, din toate tronsoanele Carpaţilor româneşti: în Carpaţii Orientali - în grupul de Tulgheş, în Mţii. Rodnei; în legătură cu roci manganifere, la Ciocăneşti, lacobeni, Şaru Dornei, Borca, Broşteni; în Carpaţii Meridionali: în şisturi grafitoase în Mţii. Făgăraş, Parâng, Cibin, Poiana Rusca şi în zona Novaci - Polovraci (jud. Gorj); în Mţii. Apuseni: în şisturi grafitoase şi în cuarţite negre, în Mţii. Trascău, Gilău, Muntele Mare.

Diamant (gr. adamas, -antis = invincibil).

Sistem de cristalizare: cubic.

Form/Habitus: cristale individuale octaedrice, mai rar dodecaedrice sau cubice; rareori, agregate granulare masive.

Culoare: incolor; alb-albăstrui sau albastru intens (datorită prezenţei borului care substituie o parte a carbonului); gălbui pal sau galben puternic (datorită prezenţei azotului care substituie carbonul); oranj, roz (datorită prezenţei manganului), roşu, brun, verde, violet; negru (datorită incluziunilor de grafit); cel mai frecvent, diamantele sunt incolore, sau de culoare galbenă şi brună, iar cele mai rare sunt cele de culoare oranj; Luciu: adamantin; gras, în spărtură. Transparenţă: transparent sau translucid; unele varietăţi sunt opace.

Clivaj: perfect, după mai multe direcţii (după feţe de octaedru); Spărtură concoidală.

Duritate: 10 - etalon de duritate 10, pe scara Mohs. Greutate specifică: 3,4 - 3,5 g/cm^3.

Caracteristici: deoarece este format la presiuni şi temperaturi foarte ridicate, La adâncimi mai mari de 130 km (în mantaua superioară a Pământului), reţeaua cristalină a diamantului prezintă o împachetare a atomilor mai strânsă decât la orice altă substanţă, fapt care determină duritatea sa nemaiîntâlnită la alt mineral; indicele său de refracţie extrem de ridicat (2,42) îi conferă capacitatea de a dispersa lumina albă în radiaţiile monocromatice componente (roşu, oranj, galben, verde, albastru, indigo şi violet), asigurându-i strălucirea (brilianţa) deosebită, în special atunci când tipul de tăietură utilizat îi pune în valoare această calitate; nu este atacat de acizi sau alţi reactivi; prezintă fluorescentă ridicată în UV (nuanţe de albastru şi verde); prin expunere la temperaturi ridicate şi iradiere, diamantele colorate îşi pierd culoarea; în prezenţa oxigenului, la presiune atmosferică şi temperaturi înalte, arde cu trecerea completă în dioxid de carbon CO_2 (fără a lăsa un reziduu solid); este slab conducător termic şi electric; deşi pare paradoxal, dintre formele alotropice ale carbonului, grafitul este cel care este stabil în condiţiile de temperatură şi presiune de la suprafaţa terestră, în timp ce diamantul este metastabil, transformîndu-se progresiv în grafit - din fericire, procesul este extrem de lent. În cazul diamantelor, caratul (kt) este o unitate de măsură cantitativă, exprimând masa acestora: 1 kt = 0,2053 g, spre deosebire de aur, în cazul căruia, caratul reprezintă o unitate calitativă, apreciind puritatea sa; pentru evaluarea diamantelor se utilizează şi unitatea de măsură numită punct, 1 p = 0,01 kt.

Geneză: primară: (■) lichid-magmatică, în roci bazice-ultrabazice de tip kimberlit (de la localitatea Kimberley, Africa de Sud); (■■) în zăcăminte aluvionare de tip placers.

Istoric şi generalităţi: Diamantul a fost cunoscut şi apreciat pentru frumuseţea şi rezistenţa sa, din timpuri imemoriale, cele mai vechi surse indicând India, regiunea Golkonda, actualmente în apropiere de Hyderabad, în statul Andhra Pradesh; exploatările din regiune erau legate de aluviunile de tip placers. Până la începutul secolului XVIII, toate diamantele din Europa, inclusiv cele celebre: Regentul - 141 kt, Orlov -189,62 kt, Florentinul (galben) - 137,27 kt, Koh-I-Noor - 109 kt, Hope (albastru) - 45,52 kt, *etc.,* (greutăţile sunt exprimate în carate, după tăiere şi faţetare), proveneau din India. In jurul acestei date, zăcămintele indiene fiind deja epuizate, s-au demarat lucrări de explorare şi prospectare în alte regiuni ale lumii. În 1725, au fost descoperite diamante, alături de aur şi alte geme, în aluviunile din Brazilia, în statele Minas Gerais şi Bahia. Din aceste zone provin unele dintre diamantele de dimensiuni foarte mari (în stare brută) din lume: Presidente Vargas (brun) - 728 kt, Goiás - 600 kt, Darcy Vargas - 460 kt, Abaeté (roz) - 238 kt, Brasilia (albastru deschis) - 176,2 kt, *etc.* În 1867 au fost descoperite primele aluviuni diamantifere din Africa de Sud, pe cursul fluviului Orange, la ferma De Kalk, iar câteva zeci de ani mai târziu, acest stat a devenit cel mai mare producător de diamante din lume, în special după descoperirea rocilor-gazdă ale diamantelor, kimberlitele, din alterarea cărora proveniseră aluviunile primelor descoperiri. Cele mai mari diamante descoperite pe Pământ provin din această zonă (greutăţile sunt exprimate în carate, în formă brută, înainte de tăiere şi faţetare): Cullinan -3106 kt, Excelsior - 995 kt, Jonker - 726 kt, Jubilee - 651 kt, Tiffany (galben) - 287 kt, *etc,* regăsindu-se astăzi în tezaurele unor state şi case regale, în colecţiile unor muzee prestigioase din lume, sau în colecţii particulare. În Rusia, au fost descoperite în 1949 peste 120 de coşuri kimberlitice în Yakuţia, în bazinul fluviului Vilui şi ulterior în alte zone din Siberia, din care provin diamante de dimensiuni relativ mari, cum sunt: Steaua Yakuţiei - 323 kt, Măria - 106 kt, Minerul (verde) - 44,6 kt, *etc.* În cursul secolului XX, o serie de state din Africa au devenit importante producătoare de diamante, exploatate în special din zăcăminte de tip placers*:* Sierra Leone, R.D.Congo, Botswana, Namibia, Angola, Congo, *etc.* În 1979 s-au descoperit diamante în aluviuni şi apoi în coşuri de kimberlite şi de lamprofire şi în vestul Australiei, la Argyle, de unde se exploatează mari cantităţi de diamante, dintre care, 5% au calităţi de geme şi furnizează 90 - 95% dintre diamantele de culoare roz din lume. Actualmente, Australia şi R.D.Congo produc anual o cantitate mai ridicată de diamante decât Africa de Sud, însă acestea sunt în special de uz industrial. Recent, lucrările de explorare întreprinse în Teritoriile de Nord-Vest din Canada, au pus în evidenţă rezerve masive de diamante cantonate în kimberlite, indicând acest stat ca potenţial prim producător de diamante. Dintre diamantele exploatate anual în lume, aproximativ 20 - 25% au calităţi de geme şi sunt utilizate în bijuterie, în timp ce cea mai mare parte a acestora au utilizări industriale: în realizarea sapelor diamantate pentru forajul în roci dure, abrazivi de înaltă duritate, *etc.* În aceste scopuri sunt utilizate în special varietăţile numite: bort - cu structură granulară, criptocristalină, culoare cenuşie sau neagră, translucid sau opac; carbonado (sp. carbonado = cărbunos) - masiv, de culoare neagră, opac, cu duritate mai ridicată şi greutate specifică mai redusă decât diamantul propriu-zis. Începând din 1960, în scop industrial sunt utilizate şi diamantele produse artificial, în fabricarea cărora, Brazilia şi R.D.Congo deţin locul întâi în lume. În Ţările Române, diamantul a pătruns in Evul Mediu, sub denumirea de „olmaz", preluată din slavona veche şi apoi din limba rusă, având la origine denumirea sa din limba arabă: „al-mas", adică „cel mai dur". Olmazurile de provenienţă străină sunt menţionate în foile de zestre ale domniţelor şi descrise în vechile cronici ca fiind montate în bijuterii nepreţuite, sau împodobind bogatele veşminte purtate de către domnitorii şi boierii români.

Ocurenţe: în lume: (■) Kimberley (Africa de Sud); Mir, Yakuţia (Rusia); Argyle (Australia); Lac de Gras (Canada); Congo; Botswana; Sierra Leone; ■■) Diamantina - Minas Gerais, Bahia (Brazilia); Mahanadi (India); Provinciile Shandong, Yunnan (China); Namibia; Angola; Lesotho; Congo; Mali; Guineea; Murfreesboro - Arkansas, California (S.U.A.).

II. SULFURI

Galena: PbS (gr. galêne = de plumb; denumire utilizată de Pliniu cel Bătrân pentru desemnarea minereului de plumb).

Sistem de cristalizare: cubic.

Formă/Habitus: agregate granulare compacte, tabulare; separaţii diseminate neregulate; cristale individuale în formă de cub, octaedru sau cub-octaedru.

Culoare: cenuşiu de plumb; Urmă: neagră cenuşie; Luciu: metalic puternic; devine mat prin expunere îndelungată în aer; Transparenţă: opac.

Clivaj: perfect; Spărtură: subconcoidală.

Duritate: 2,5; Greutate specifică: 7,5 g/cm^3.

Caracteristici: galena prezintă în mod obişnuit conţinuturi scăzute de Ag, Sn, Tl, Se, Te, Cu, Zn, As, Sb, Bi; frecvent, prin alterare se oxidează şi se acoperă cu o peliculă de sulfat de plumb $PbSO_4$ (anglezit), care în suprafaţă trece în carbonat de plumb $PbCO_3$ (ceruzit).

Geneză: primară: (■) hidrotermală, în parageneză cu: blendă ZnS, pirită FeS_2, calcopirită $CuFeS_2$, argint nativ Ag, arsenopirită FeAsS, argentit Ag_2S, pirargirit Ag_3SbS_3, proustit Ag_3AsS_3, bournonit $PbCuSbS_3$, jamesonit $\mathbf{Pb_4FeSb_6S_{14}}$, cuarţ SiO_2; (■■) pirometasomatică; (■■■) metamorfică; (■■■■) în roci sedimentare de tipul calcarelor şi dolomitelor, sub formă de straturi sau impregnaţii.

Istoric şi generalităţi: Artefactele sub formă de mărgele de plumb descoperite în Turcia şi datate la aproximativ 8500 de ani, indică posibilitatea ca galena să fi fost primul minereu prelucrat prin topire pentru obţinerea metalului constituent. Galena constituie principalul minereu de plumb, iar varietatea bogată în argint (galena argentiferă) constituie şi minereu de argint; de asemenea, bismutul şi taliul pot fi extrase din galena. Plumbul a fost utilizat din timpuri străvechi, la realizarea diferitelor obiecte casnice, conducte pentru transportul apei, *etc.* Romanii extrăgeau în mod eficient argintul din topitura de plumb, iar unele lingouri de plumb romane descoperite poartă inscripţia ex arg, indicând separarea acestui metal preţios din galena. În Evul Mediu plumbul a constituit obiectul principal de studiu al alchimiei (fiind asociat cu planeta Saturn), încercându-se timp de secole (fără succes, evident) transformarea sa în aur. Utilizările moderne ale plumbului includ: fabricarea bateriilor; armament; aliaje cu puncte de topire scăzute; în construcţii, ca panouri absorbante de vibraţii; datorită capacităţii sale de a absorbi eficient radiaţiile electromagnetice cu lungimi de undă reduse, se utilizează ca scut protector la reactoare nucleare, acceleratoare de particule, echipament cu raze X, containere de transport şi depozitare a materialelor radioactive. Plumbul şi compuşii săi sunt extrem de toxici, acumulându-se progresiv în corp şi conducând în final la intoxicaţia letală numită saturnism.

Ocurenţe: în lume: (■) Coeur d'Alene - Idaho, Leadville - Colorado (S.U.A.); Oruro, Potosi (Bolivia); Freiberg (Germania); Banskâ Stiavnicâ, Pfibram (Cehia); Gabrovo, Madan (Bulgaria); Tsumeb (Namibia); (■■) Concepcion del Oro, Santa Eulalia (Mexic); Tetiuhe (Rusia); (■■■) Broken Hill (Australia); Mţii. Urali (Rusia); Rammelsberg (Germania); Sullivan, Flin Flon (Canada); (■■■■) Tri-State Area, bazinul Mississippi, în apropierea localităţii Joplin - zona de triplă conjuncţie a statelor Missouri, Kansas şi Arkansas (S.U.A.); Maroc; Algeria; Tunisia; Italia; în România: (■) a) în filoane hidrotermale asociate magmatismului neogen: Reg. Baia Mare - Uba, Nistru, Săsar, Băiţa, Baia Sprie; Cavnic, Băiuţ, Poiana Botizei, Baia Borşa (jud. Maramureş); Rodna Veche, Colibiţa (jud. Bistriţa-Năsăud); Crăciuneşti, Deva, Săcărâmb, Hondol, Brad, Ruda-Barza, Stănija, Bucuresci (jud. Hunedoara); Zlatna, Almaşul Mare, Bucium, Roşia Montană, Baia de Arieş, Sohodol (jud. Alba); b) filoane hidrotermale asociate magmatismului mezozoic: Gemenea, Ostra (jud. Suceava); Jolotca, Tulgheş (jud. Harghita), Şinca Nouă, Poiana Mărului (jud. Braşov); Somova, Turcoaia (jud. Tulcea); (■■) corpuri pirometasomatice asociate magmatismului laramic (banatitic): Sasca Montană, Oraviţa, Ciclova Română, Dognecea, Ocna de Fier, Ruşchiţa (jud. Caraş-Severin); Băiţa (jud. Bihor); (■■■) în complexe cristaline: Baia Borşa (jud. Maramureş); Cârlibaba, Pojorâta, Crucea, Broşteni (jud. Suceava); Bălan (jud. Harghita), Turnu Roşu (jud. Sibiu).

Blenda: ZnS (germ. blenden = a orbi); denumită şi sfalerit (gr. sphaleros = înşelător, datorită variaţiei culorii, luciului şi transparenţei; este frecvent confundat cu galena).

Sistem de cristalizare: cubic.

Formă/Habitus: mase compacte, granulare; cristale individuale izometrice.

Culoare: brun; galben-brun sau roşu-brun; negru; incolor-gălbui. Urmă: brun-gălbuie la varietăţile deschise la culoare, neagră-brună la cele închise (cu conţinut ridicat de fier). Luciu: adamantin, până la răşinos, la varietatea numită cleiofan; metalic - semimetalic, la varietăţile conţinând fier. Transparenţă: opac; varietăţi tranparente.

Clivaj: perfect; Spărtură: concoidală.

Duritate: 3 , 5 - 4 ; Greutate specifică: 3,9 - 4,2 g/cm^3.

Caracteristici: poate conţine cantităţi uneori semnificative de Mn, Cd, Hg, Sn, Fe, Pb, Ge, In, *etc;* slab conducător de electricitate; piroelectric; unele varietăţi prezintă triboluminescenţă; frecvent, este asociată cu galena în zăcăminte hidrotermale; prin alterare trece în sulfaţi solubili în apă.

Geneză: primară: (■) hidrotermală; (■■) pirometasomatică; (■■■) metamorfică, în corpuri şi lentile metamorfozate, în şisturi cristaline.

Istoric şi generalităţi: Blenda a fost descrisă în 1847 şi prezintă o serie de varietăţi extrem de diferite: cea incolor-gălbuie şi trasparentă sau translucidă, cu luciu adamantin se numeşte cleiofan; varietatea de culoare roşu-brun, cu conţinut de mangan se mai numeşte blendă rubin; varietatea de culoare neagră, cu luciu semimetalic, bogată în fier, se numeşte marmatit. Blenda este cel mai răspândit mineral de Zn şi constituie principalul minereu din care se extrage acesta; uneori constituie şi minereu de cadmiu. Zincul se utilizează la galvanizarea fierului şi oţelului; se aliază cu cuprul în alamă şi în alte aliaje pentru matriţe; în materiale plastice, vopsele, cerneluri, produse cosmetice; catalizator în fabricarea cauciucului sintetic.

Ocurenţe: în lume: (■) - (■■) Tri-State Area, bazinul Mississippi, în apropierea localităţii Joplin - zona de triplă joncţiune a statelor Missouri, Kansas şi Arkansas, Rosiclare - Illinois, Elmwood - Tennessee, Tiffin -Ohio (S.U.A.); Broken Hills (Australia); Canada; Mexic; Peru; Picos de Europa (Spania); Italia; Germania; Marea Britanie; Rusia; Trepca (Serbia); în România: (■) a) în filoane hidrotermale asociate magmatismului neogen: Reg. Baia Mare: llba, Nistru, Băiţa, Săsar, Baia Sprie; Cavnic, Băiuţ, Poiana Botizii, Brebu, Baia Borşa (jud. Maramureş); Rodna, Colibiţa (jud. Năsăud); Săcărâmb, Hondol, Crăciuneşti, Măgura-Topliţa, Ruda-Barza, Stănija (jud. Hunedoara); Zlatna, Almaşul Mare, Bucium, Roşia Montană, Baia de Arieş (jud. Alba); b) în filoane hidrotermale legate de magmatismul mezozoic: Gemenea, Ostra (jud. Suceava); Ditrău, Jolotca (jud. Harghita); Poiana Mărului, Şinca Nouă, Zărneşti (jud. Braşov); (■■) în filoane şi corpuri pirometasomatice legate de magmatismul laramic (banatitic): Moldova Nouă, Oraviţa, Ciclova Română, Dognecea, Ocna de Fier, Tincova, Ruşchiţa (jud. Caraş-Severin); Băiţa (jud. Bihor); (■■■) Cârlibaba, Pojorâta, Chiril, Crucea, Broşteni (jud. Suceava); Bălan (jud. Harghita).

Cinabru: HgS (gr. kinnabari, la origine arab. zinjafr = sânge de dragon, datorită culorii roşu aprins).

Sistem de cristalizare: trigonal.

Formă/Habitus: frecvent, agregate pulverulente, cruste, eflorescenţe; impregnaţii fin granulare, diseminate; mase compacte; rareori, cristale individuale romboedrice, de talie mică.

Culoare: roşu stacojiu, roşu brun; uneori, roşu cu reflexe cenuşii de plumb; Urmă: roşie stacojie; Luciu: adamantin, pe feţele de cristal; pământos, mat, în agregate; Transparenţă: transparent până la opac.

Clivaj: perfect; Spărtură: subconcoidală până la neregulată.

Duritate: 2 - 2 , 5 ; Greutate specifică: 8,1 g/cm^3.

Caracteristici: mineral relativ stabil în medii bogate în oxigen; slab conducător de electricitate; mercurul Hg dizolvă numeroase metale, formând amalgame (inclusiv cu aurul, exclusiv cu fierul); foarte toxic; metacinabaritul (forma cristalizată cubic) trece în cinabru prin încălzire la 400 - 550°C.

Geneză: primară: (■) hidrotermală, de temperatură joasă, în parageneză cu: marcasită, pirită FeS_2, stibină $\mathbf{Sb_2S_3}$**,** realgar AsS, mercur nativ Hg, cuarţ SiO_2, fluorină CaF_2, *etc;* (■■) prin depunere (inclusiv actuală) din izvoare termale alcaline, din zone vulcanice.

Istoric şi generalităţi: Cunoaşterea şi utilizarea cinabrului încă de acum aproape 4000 de ani, în Egipt, este general acceptată (nefiind însă strict documentată), dat fiind faptul că a fost descoperit mercur în mormintele vechi egiptene, foarte probabil extras din cinabru. Dovezi sigure de extracţie şi utilizare a acestuia de către romani datează de peste 2000 de ani, la Almaden (Spania), de unde se extrag şi astăzi cantităţi importante de cinabru, mai ales sub formă de cristale (rare); acest zăcământ constituie, astfel, unul dintre cele mai vechi depozite din lume exploatate în mod continuu din antichitate şi până

astăzi. Cinabrul a fost intens utilizat pentru fabricarea pigmentului roşu numit vermillion, folosit încă din antichitate în artă, cosmetică, obiecte domestice; a fost apreciat şi utilizat în artă şi de către civilizaţiile Extremului Orient, precum şi de civilizaţiile vechi americane (olmecă, maya). În Evul Mediu, separarea mercurului din cinabru era o operaţiune circumscrisă alchimiei, iar utilizarea acestuia în medicină (ca aducător de nemurire), deşi foarte toxic, a fost recomandată în special de fizicianul şi alchimistul elveţian Paracelsus (1493 - 1541). Cinabrul este principalul minereu de mercur, iar în depozitele masive se întâlnesc uneori şi mici cantităţi de mercur nativ lichid. Mercurul este un metal care la temperatura camerei este lichid, iar trecerea în stare solidă are loc la - 39°C. Proprietatea mercurului de a se contracta şi expanda la cele mai mici variaţii de temperatură, îl face extrem de util în fabricarea termometrelor. Toxicitatea sa determină utilizarea în fungicide, antiseptice şi alte produse farmaceutice. Capacitatea sa de amalgamare rapidă a fost şi mai este încă utilizată uneori în procesul de extracţie a aurului.

Ocurenţe: în lume: (■) Almaden (Spania); Provincia Hunan (China); ldrija, Avala (Serbia); Huancavelica (Peru); New Almaden, New Idria, Sulphur Bank - California, Oregon, Texas, Arkansas (S.U.A.); Nikitovsk (Ukraina); Iudrio, Monte Ammiato (Italia); în România: (■) produs hidrotermal asociat magmatismului neogen: Ilba, Baia Sprie, Băiuţ (jud. Maramureş); Mădăraş, Sântimbru (jud. Harghita); M-ţii Călimani; Izvorul Ampoiului, Vâltori (jud. Alba), Ruda-Barza (jud. Hunedoara).

Calcopirita: $CuFeS_2$ (gr. khalkos = cupru + pirită).

Sistem de cristalizare: tetragonal.

Formă/Habitus: agregate compacte; granule diseminate; rareori, agregate reniforme, botrioidale; cristale individuale.

Culoare: galben auriu; galben de alamă, cu nuanţe verzui; culori de irizaţie galben-oranj, ciclame, albastru-indigo, verde; Urmă: neagră-verzuie; Luciu: metalic; Transparenţă: opac.

Clivaj: imperfect; Spărtură: neregulată.

Duritate: 3,5 – 4; Greutate specifică: 4,2 g/cm^3.

Caracteristici: se aseamănă cu pirita, cu care este frecvent confundată; o deosebesc nuanţele sale verzui.

Geneză: primară: (■) lichid-magmatică, în roci eruptive bazice; (■■) hidrotermală, în parageneză cu: pirită FeS_2, blendă ZnS, galena PbS, arsenopirită FeAsS, bornit Cu_5FeS_4, pirotină $Fe_{1-X}S$, cuarţ SiO_2; (■■■) metamorfică de contact; (■■■■) metamorfică regională; secundară: (□) în roci sedimentare.

Istoric şi generalităţi: Exploatarea calcopiritei era cunoscută cu 800 de ani î.Chr., la Rio Ţinto, în Spania. Acest zăcământ foarte bogat, conţinând pe lângă calcopirită şi argint, zinc şi cupru nativ, a fost intens exploatat de către romani; actualmente este încă în exploatare. Deşi nu furnizează o mare cantitate de cupru (25% Cu), faţă de alte minerale cuprifere: calcozină (67% Cu), bornit (50% Cu), covellină (50% Cu), calcopirită este totuşi principalul minereu de cupru, datorită marii sale răspândiri în natură, precum şi a cantităţilor mari în care se găseşte.

Ocurenţe: în lume: (■) Sudbury - Ontario (Canada); Bushveld - Transvaal (Africa de Sud); Norilsk, Pecenga (Rusia); Meinkjăr, Espedalen (Norvegia); (■■) Chuquicamata, El Teniente (Chile); Bingham - Utah (S.U.A.); Zambia; (■■■) Bisbee, Morenci - Arizona (S.U.A.); Turinsk (Rusia); (■■■■) Rio Ţinto (Spania); Falun (Suedia); Rammelsberg (Germania); Noranda (Canada); Mţii Urali (Rusia); (□) Mansfeld (Germania); în România: (■■) filoane hidrotermale legate de magamtismul neogen: Reg. Baia Mare: Ilba, Nistru, Băiţa, Săsar, Baia Sprie; Cavnic, Poiana Botizei, Baia Borşa, Budeşti (jud. Maramureş); Rodna (jud. Bistriţa-Năsăud); Deva, Săcărâmb, Hondol, Fizeş, Trestia, Crăciuneşti, Ruda-Barza, Bucuresci, Curechiu, Stănija (jud. Hunedoara); Zlatna, Almaşul Mare, Ampoiţa, Intregalde, Bucium, Roşia Montană, Sohodol, Baia de Arieş (jud. Allba); (■■■) a) corpuri pirometasomatice asociate magmatismului laramic (banatitic): Moldova Nouă, Sasca Montană, Oraviţa, Ciclova Română, Dognecea, Ocna de Fier (jud. Caraş-Severin); Băiţa (jud. Bihor); b) corpuri şi filoane pirometasomatice asociate magmatismului mezozoic: Gemenea, Ostra (jud. Suceava); Tulgheş, Ditrău, Jolotca, Vârghiş (jud. Harghita) (■■■■) Baia Borşa, Cârlibaba, Fundu Moldovei, Leşu Ursului, Pojorâta, Dorna Arini, Chirii, Crucea (jud. Suceava).

Realgar: AsS (arab. rahdj al ghar = pulbere de mină).

Sistem de cristalizare: monoclinic.

Formă/Habitus: agregate granulare, compacte; cruste, eflorescenţe; rareori, cristale individuale scurt prismatice, cu striaţii.

Culoare: roşu-oranj intens, galben puternic; Urmă: roşie-oranj; Luciu: răşinos sau gras în spărtură; adamantin pe feţele de cristal; Transparenţă: translucid până la opac.

Clivaj: bun; Spărtură: concoidală.

Duritate: 1,5 – *2;* Greutate specifică: 3,6 g/cm^3.

Caracteristici: sub influenţa luminii, trece progresiv în auripigment As_2S_3; foarte toxic, ca şi toţi compuşii de arsen.

Geneză: primară: (■) hidrotermală, de temperatură joasă, în parageneză cu: auripigment As_2S_3, stibină Sb_2S_3, arsen nativ As, proustit Ag_3AsS_3; calcopirită $CuFeS_2$, pirită FeS_2, blendă ZnS, galena PbS; (■■) depunere din zvoare fierbinţi din zone vulcanice, gheizere; (■■■) produs de sublimare fumaroliană, depus în zona craterelor vulcanice, în parageneză cu sulf nativ; secundară: (□) produs de alterare pe seama altor minerale de arsen.

Istoric şi generalităţi: Realgarul este cunoscut din antichitate, fiind unul dintre mineralele descrise de către Pliniu cel Bătrân în enciclopedia sa Historia Naturalis. Chinezii îl utilizau pentru sculptarea vaselor ornamentale, însă acestea se deteriorau în mare parte sub acţiunea luminii. O lungă perioadă de timp a fost utilizat ca pigment roşu-oranj, în pictură, sticlărie, coloranţi. Utilizat şi în colorarea artificiilor, a fost ulterior înlocuit cu pigmenţi pe bază de stronţiu, pentru a se elimina riscurile asociate toxicităţii ridicate a arsenului.

Ocurenţe: în lume: (■) Wittichen, Freiberg, St. Andreasberg, Annaberg-Bucholz, Johangeorgenstadt (Germania); Zacatecas, Chihuahua, Durango (Mexic); Provincia Yunan (China); Pozzuoli, Complexul Somma-Vezuviu, Trou des Romains, reg. Massa - Carrara (Italia); Rudabânya, Nagyborszony (Ungaria); Krusne Hory, Ostrov, Banskâ Bystrica, Banskâ Stiavnica, Nove Zâmky (Cehia); Utah, Nevada, Washington (S.U.A.); în România: (■) a) în corpuri hidrotermale asociate magmatismului laramic (banatitic): Moldova Nouă (jud. Caraş-Severin); b) corpuri asociate magmatismului neogen: Baia Mare, Baia Sprie, Cavnic, Băiuţ, Baia Borşa (jud. Maramureş); Săcărâmb, Hondol (jud. Hunedoara); Zlatna (jud. Alba); (■■) Şărişor (jud. Suceava); Covasna (jud. Covasna).

Auripigment: As_2S_3 (lat. auripigmentum: aumm = aur + pigmentam ~ pigment, culoare, datorită culorii sale galbene caracteristice).

Sistem de cristalizare; monoclinic.

Formă/Habitus: agregate compacte, reniforme, fibroase, cu structură radiară; mase pulverulente; rareori, cristale individuale scurt prismatice.

Culoare: galben de lămâie; galben-oranj; galben murdar; Urmă: galbenă; Luciu: răşinos, până la sidefos, perlat; Transparenţă: translucid până opac.

Clivaj: perfect; Spărtură: neregulată.

Duritate: 1,5 – 2; Greutate specifică: 3,5 g/cm .

Caracteristici: slab conducător de electricitate; foarte toxic, ca şi toţi compuşii de arsen.

Ocurenţe: în lume: (■) Provincia Hunnan (China); Insula Shikoku (Japonia); Germania; Rusia; Potosi (Bolivia); Pernek, Kremnica (Slovacia); New Brunswick (Canada); Oxaca (Mexic); în România: (■) în filoane hidrotermale aurifere sau polimetalice asociate magmatismului neogen: Reg. Baia Mare: Baia Sprie, Ilba, Săsar; Cavnic, Băiuţ, Herja, Baia Borşa (jud. Maramureş); Săcărâmb, Hondol, Trestia, Măgura-Topliţa, Ruda-Barza, Brad (jud. Hunedoara); Zlatna, Almaşul Mare, Baia de Arieş (jud. Alba).

Pirita: FeS_2 (gr. pyrithes = foc + lithos = piatră —> piatră de foc, deoarece scoate scântei la lovirea cu o unealtă de fier).

Sistem de cristalizare: cubic.

Formă/Habitus: cristale perfect cubice, cu striaţii paralele cu muchiile; frecvent, cristalele au habitus dodecaedric pentagonal, purtând denumirea de „piritoedri"; granule diseminate; agregate compacte; concreţiuni cu structură radiară (în roci sedimentare); mase reniforme, botrioidale.

Culoare: galben de alamă; galben auriu; frecvent, prezintă reflexe brune, sau culori de irizaţie; Urmă: neagră, verzuie; Luciu: metalic; Transparenţă: opac.

Clivaj: slab. Spărtură: concoidală.

Duritate: 6 – 6,5; Greutate specifică: 5 – 5,01 g/cm^3.

Caracteristici: conţine frecvent Co, Ni, As, Cu, Sb şi poate conţine, de asemenea, şi aur nativ fin diseminat; slab conducător de electricitate; după încălzire, prezintă proprietăţi magnetice; în spărtură proaspătă prezintă miros slab de sulf; în zona de alterare, pirita trece prin oxidare în sulfat feros, care în prezenţa oxigenului se transformă în oxid feric – prin hidroliză, acesta trece în hidroxid de fier (limonit).

Geneză: primara: (■) hidrotermală; (■■) metamorfică de contact (pirometasomatică); (■■■) lichid-magmatică, în legătură cu roci bazice; (■■■■) metamorfică regională; (■■■■■) sedimentară.

Istoric şi generalităţi: Noduli de pirită au fost descoperiţi în tumuli funerari preistorici, nefiind însă certă utilizarea lor pentru aprinderea focului. În antichitate, pirita era utilizată în special în bijuterie, fiind apreciată în acest sens de către vechii egipteni. Bijuteriile de pirită s-au mai bucurat de popularitate ulterior, în Franţa secolului XVIII şi în Anglia victoriană. Nativii americani foloseau bucăţi plate de pirită şlefuită pentru confecţionarea oglinzilor. În timpurile moderne, pirita a fost intens exploatată, însă nu pentru extragerea fierului, ci a sulfului, în vederea fabricării acidului sulfuric (fierul este extras cu precădere din minerale precum magnetitul Fe_3O_4, hematitul Fe_2O_3, *etc,* deoarece separarea fierului de sulf din pirită şi alte sulfuri de fier este un procedeu prea costisitor; de aceea, pirita constituie doar o sursă potenţială de fier, utilizabilă în cazul scăderii rezervelor acestor minerale. Asemănarea sa cu aurul a dezamăgit de-a lungul timpului mulţi prospectori novice, atrăgându-i denumirea populară de „aurul prostului". Pirita este cea mai răspândită sulfură din scoarţa terestră, formată în diferite condiţii geologice.

Ocurenţe: în lume: (■) Bingham - Utah, Tennessee, Colorado, Pennsylvania, Missouri, California (S.U.A.); Bolivia; Peru; Mexic; Slovacia; Grecia; (■■) Bisbee - Arizona (S.U.A.); Elba (Italia): cristale de până la 20 cm; (■■■) Sudbury - Ontario (Canada); Meinkjăr (Norvegia); (■■■■) Rio Ţinto (Spania); Rammelsberg (Germania); Dalnegorsk (Rusia); Falun (Suedia); în România: (■) a) în filoane hidrotermale şi corpuri pirometasomatice asociate magmatismului neogen: Ilba, Nistru, Baia Sprie, Băiţa, Cavnic, Băiuţ, Baia Borşa (jud. Maramureş); Rodna Veche, Colibiţa (jud. Bistriţa-Năsăud); Deva, Săcărâmb, Hondol, Măgura-Topliţa, Trestia, Crăciuneşti, Ormindea, Ruda-Barza, Bucuresci, Stănija (jud. Hunedoara); Zlatna, Almaşul Mare, Izvorul Ampoiului, Bucium, Roşia Montană, Sohodol (jud. Alba); b) filoane hidrotermale şi corpuri pirometasomatice asociate magmatismului mezozoic: Gemenea, Ostra (jud. Suceava); Ditrău, Jolotca, Tulgheş (jud. Harghita); Almaş-Sălişte, Zam, Almăşel, Vata de Sus (jud. Hunedoara); Somova, Mircea Vodă, Cârjelari, Cataloi, Altân Tepe, Camena (jud. Tulcea); c) filoane şi corpuri pirometasomatice asociate magmatismului laramic (banatitic): Moldova Nouă, Berzasca, Liubcova, Sasca Montană, Oraviţa, Ciclova Română, Dognecea, Ocna de Fier (jud. Caras-Severin); Băiţa (jud. Bihor); (■■■■) Baia Borşa (jud. Maramureş); Cârlibaba, Fundu Moldovei, Pojorâta, Dorna Arini, lacobeni, Şaru Dornei, Holda, Broşteni, Chirii, Crucea, Leşu Ursului, Bălan (jud. Suceava); Teliuc, Ghelar, Vadu Dobrii (jud. Hunedoara); (■■■■■) Sărata Monteoru (jud. Buzău); Andreiaş, Reghiorul, Fierăstrău, Pleşi, Valea Câlnău (jud. Vrancea).

Stibina: Sb_2S_3 *(lat. stibium = stibiu* Sb*;* se mai numeşte şi *antimonit*, deoarece stibiul se mai numeşte şi antimoniu*).*

Sistem de cristalizare: rombic.

Formă/Habitus: cristale aciculare, prismatice, cu striaţii verticale; agregate radiare.

Culoare: cenuşiu de plumb, cenuşiu de oţel, cu reflexe albăstrui-indigo, negru; Urmă: cenuşie; Luciu: metalic, în timp devine mat; Transparenţă: opac.

Clivaj: perfect; Spărtură: subconcoidală.

Duritate: 2; Greutate specifică: 4,6 g/cm^3.

Geneză: primară: (■) hidrotermală, de temperatură joasă, în parageneză cu: tetraedrit $(Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13}$, bournonit $PbCuSbS_3$, jamesonit $\mathbf{Pb_4FeSb_6S_{14}}$, galena PbS, cuarţ SiO_2.

Istoric şi generalităţi: Habitusul acicular al stibinei, deosebit de spectaculos în eşantioane mici sau mari, îi conferă acesteia calitatea unui frumos exponat de colecţie. La noi în ţară, eşantioanele de stibină provenite din zona Baia Mare sunt deosebit de frumoase, fiind cunoscute de colecţionarii din întreaga lume. Stibină constituie minereu de stibiu.

Ocurenţe: în lume: (■) Provincia Hunnan (China); Insula Shikoku (Japonia); Germania; Rusia; Potosi (Bolivia); Pernek, Kremnica (Slovacia); New Brunswick (Canada); Oxaca (Mexic); în România: (■) în filoane hidrotermale aurifere sau polimetalice asociate magmatismului neogen: Reg. Baia Mare: Baia Sprie, Ilba, Săsar; Cavnic, Băiuţ, Herja, Baia Borşa (jud. Maramureş); Săcărâmb, Hondol, Trestia, Măgura-Topliţa, Ruda-Barza, Brad (jud. Hunedoara); Zlatna, Almaşul Mare, Baia de Arieş (jud. Alba).

III. OXIZI

Hematit: Fe_2O_3 (gr. *haimatitis* **=** roşu ca sângele, de la culoarea pulberii sau urmei).

Sistem de cristalizare: trigonal.

Formă/Habitus: agregate masive, compacte, reniforme, botrioidale; mase criptocristaline, pământoase (varietatea comună); cristale tabulare, lamelare, romboedrice, rozete (varietatea bine cristalizată).

Culoare: roşu brun - la hematitul comun; cenuşiu de oţel, negru de fier, cu reflexe albăstrui - la varietatea larg cristalizată; Urmă: roşie-brună, brun închis; Luciu: semimetalic, metalic - la varietatea cristalizată; mat - la varietăţile comune; Transparenţă: opac.

Clivaj: absent; Spărtură: subconcoidală, neregulată.

Duritate: 6; mai scăzută la agregatele pământoase; Greutate specifică: 5,3 g/cm^3.

Caracteristici: prezintă o varietate frumos cristalizată, numită oligist sau speculant şi o varietate comună.

Geneză: *primară*: (■) metamorfică de contact, în parageneză cu: magnetit Fe_2O_3, pirotina $Fe_{1-X}S$, arsenopirită FeAsS, granaţi, wollastonit $CaSiO_3$, diopsid $CaMgSi_2O_6$, vezuvian $Ca_2(Mg,Fe)_2Al_4(SiO_4)_5(Si_20_7)'(OH,F)'$**,** tremolit $Ca_2(Mg,Fe)_5(Si_8O_{22})_2(OH,F)_2$; (■■) metamorfică regională; (■■■) hidro termală.

Istoric şi generalităţi: Cunoscut de babilonieni, hematitul frumos cristalizat (oligistul) a fost utilizat într-o oarecare măsură ca piatră preţioasă, fiind mult mai popular în Evul Mediu; exista credinţa că aduce purtătorului pace şi siguranţă. În timpurile moderne, hematitul constituie, alături de alţi oxizi de fier, un important minereu de fier.

Ocurenţe: *în lume*: (■) Magnitnaia Gora, Vîsokaia Gora (Rusia); Insula Elba (Italia); (■■) Lake Superior (S.U.A.); Krivoi Rog (Ukraina); Minas Gerais, Matto Grosso (Brazilia); Canada; Cerro Bolivar (Venezuela); Sydvaranger (Norvegia); Australia; Noua Zeelandă; Hradiste, Horni Blatnâ (Cehia); (■■■) Cumberland (Marea Britanie): agregate botrioidale de până la 25 kg; (□) Minnesota (S.U.A.); Franţa; Germania; **în România:** (■) Ocna de Fier, Dognecea (Caraş-Severin); (.■■) Teliuc, Ghelar, Ruşchiţa (jud. Hunedoara); (■■■) Baia Sprie, Ilba, Cavnic. Băiuţ (jud. Maramureş); Deva, Hondol, Săcărâmb (jud. Hunedoara).

Magnetit: Fe_3O_4 sau $(Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4)$ (gr. *magnes* = magnet).

Sistem de cristalizare: cubic.

Formă/Habitus: agregate masive, lamelare, granulare; cristale octaedrice, mai rar dodecaedrice sau cubice.

Culoare: negru de fier; Urmă: neagră; Luciu: metalic, semimetalic; Transparenţă: opac.

Clivaj: slab; Spărtură: concoidală.

Duritate: 5,5 – 6; Greutate specifică: 5,2 g/cm^3.

Caracteristici: puternic feromagnetic; bun conducător de electricitate.
Geneză: **primară:** (■) lichid-magmatică, asociată rocilor bazice şi intermediare, în parageneză cu: ilmenit $FeTiO_3$, apatit $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$; (■■) metamorfică de contact (pirometasomatică); (■■■) metamorfică regională.

Istoric şi generalităţi: Magnetitul constituie un important minereu de fier.

Ocurenţe: **in lume:** (■) Bushveld - Transvaal (Africa de Sud); Kirunavaara, Taberg (Suedia); Arendai, (Norvegia); (■■) Magnitnaia Gora, Vîsokaia Gora, Gora Blagodat (Rusia); Iron Springs - Utah (S.U.A.); Insula Elba (Italia); (■■■) Krivoi Rog (Ukraina); Adirondacks, Lake Superior (S.U.A.); Sydvaranger (Norvegia); Gelivaare, Dannemora, Persberg (Suedia); **în România:** (■) Căzăneşti-Ciungani, Almaş-Sălişte, Almăşel (jud. Hunedoara); Dognecea, Ocna de Fier, Oraviţa, Moldova Nouă, Ruşchiţa, Tincova (jud. Caraş-Severin); (■■■) Cârlibaba, Ciocăneşti, Iacobeni, Crucea (jud. Suceava); Teliuc, Ghelar, Vadu Dobrii, Valea Fierului (jud. Hunedoara); Bucova, Armeniş, Delineşti, Ruşchiţa, Rusca Montană, Băuţari (jud. Caraş-Severin); Altân Tepe (jud. Tulcea); Palazu Mare (jud. Constanţa).

IV. HALOGENURI

În această clasă care cuprinde peste 160 de minerale sunt grupaţi compuşii formaţi din combinarea unui metal, în general aparţinând grupelor I şi II din Sistemul Periodic, cu elemente din grupa VII, a halogenilor: fluor F, clor CI, brom Br, iod I. Aceste minerale constituie săruri ale acizilor fluorhidric HF, clorhidric HC1, bromhidric HBr şi iodhidric HI, reprezentate de compuşi de tipul fluorurilor, clorurilor, bromurilor şi iodurilor. De asemenea, sunt cuprinse în această clasă şi săruri hidratate, precum şi compuşi complecşi, oxihalogenaţi.

Halogenurile simple prezintă legături ionice tipice, fapt ce antrenează o serie de proprietăţi specifice, cum ar fi: transparenţă ridicată, lipsa culorii, luciu sticlos şi uşor gras, greutate specifică redusă, solubilitate ridicată în apă etc. Ceilalţi compuşi halogenaţi prezintă proprietăţi diferite.

Fluorina: CaF_2 (lat. fluere - a curge, de la uşurinţa cu care curge în procesele metalurgice în care este utilizată ca fondant).

Sistem de cristalizare: cubic.

Formă/Habitus: cristale cubice, mai rar octaedrice; agregate granulare compacte.

Culoare: prezintă una dintre cele mai variate game coloristice din lumea minerală: incolor, alb, galben, oranj, roşu în diferite nuanţe, verde, violet, brun şi mai rar roz, albastru, negru; frecvent, apar mai multe culori în acelaşi eşantion; Urmă: albă; Luciu: sliclos pe feţele de cristal; de ceară, cu aspect ud, în spărtură; Transparenţă: transparent, translucid.

Clivaj: perfect; Spărtură: concoidală.

Duritate: 4 - etalon de duritate 4 pe scara Mohs; Greutate specifică: 3,2 g/cm^3.

Caracteristici: prezintă termoluminescenţă şi fotoluminescenţă de tipul fluorescentei - fenomenul a fost observat pentru prima dată de către mineralogul german Friedrich Mohs în 1824, prin expunerea în radiaţii ultraviolete a unor eşantioane de fluorina, de la care provine şi denumirea fenomenului; în reţeaua fluorinei, o parte din Ca poate fi substituit de către ytriu Y^{3+} sau ceriu Ce^{3+}, prezenţa acestora determinând formarea centrilor de culoare.

Geneză: primară: (■) hidrotermală, în parageneză cu: pirită FeS_2, calcopirită $CuFeS_2$, blendă ZnS, galena PbS, arsenopirită FeAsS, pirotină $Fe_{1-X}S$, cuarţ SiO_2, baritină $BaSO_4$**,** calcit $CaCO_3$; (■■) metamorfică de contact.

Istoric şi generalităţi: Fluorina a fost cunoscută şi apreciată încă din antichitate, grecii şi romanii utilizând-o mai ales pe cea policromă la confecţionarea vaselor. Erau apreciate în mod special cupele sculptate din fluorina, care se pare că dădeau o aromă deosebită vinului (s-a stabilit ulterior că aroma specială provenea de fapt de la răşinile cu care era îmbunătăţită coeziunea fluorinei, aceasta având duritate scăzută - 4). În Anglia victoriană a fost foarte populară şi apreciată varietatea de fluorina numită Blue John, constituită din benzi colorate în albastru (sau violet) şi galben (sau alb) - de unde provine şi denumirea sa în limba franceză: bleu-jaune (albastru-galben, fr.), devenită în limba engleză Blue John. Exploatări tradiţionale de fluorină existau din vremea romanilor în Derbyshire, Marea Britanie în epoca modernă, pe lângă utilizările ornamentale şi ca specimene de colecţie, fluorina are şi o serie de utilizări industriale: ca fondant în metalurgie; la producerea acidului fluorhidric; catalizator în producerea combustibililor cu cifră octanică ridicată; la obţinerea artificială a criolitului Na_3AlF_6 utilizat în extracţia aluminiului; la fabricarea sticlei opalescente; la fabricarea recipientelor metalice emailate; fluorină perfect transparentă şi incoloră, cu indice de refracţie şi de dispersie scăzut este utilizată în optică, la confecţionarea lentilelor apocromatice pentru microscoape; în acoperiri teflonate (teflon = politetrafluoroetilen), *etc.*

Ocurenţe: în lume: (■) Freiberg, Annaberg, St. Andreasberg (Germania); Elveţia; Italia; Canada; S..U.A.; China; Mongolia; Franţa; Spania; (■■) Cumberland - Marea Britanie; Norvegia; în România: (■) Baia Sprie, Ilba, Cavnic (jud. Maramureş); Trestia, Stănija (jud. Hunedoara); Baia de Arieş (jud.Alba); (■■) Moldova Nouă, Oraviţa, Ciclova Română, Sasca Montană (jud. Caraş-Severin).

Halit: NaCl (gr. hals, halos = sare, săruri).

Sistem de cristalizare: cubic.

Formă/Habitus: cristale cubice; agregate compacte, stalactitice, rar fibroase; cruste, eflorescente.

Culoare: incolor, alb, cenuşiu, galben, oranj, brun, roz, albastru, violet, negru; Urmă: incoloră, albă; Luciu: sticlos pe feţele de cristal; de ceară sau gras pe suprafeţele aflate timp îndelungat în contact cu aerul; Transparenţă: transparent, translucid, până la opac.

Clivaj: perfect; Spărtură: concoidală.

Duritate: *2,5;* Greutate specifică: 2,1 - 2,6 g/cm^3.

Caracteristici: gust sărat; solubilitate ridicată în apă; higroscopic; coloraţia galbenă, oranj, brună se datorează oxizilor de fier (hematit), cea albastră şi violet derivă de la defectele reţelei cristaline, iar coloraţia cenuşie şi neagră provine de la impurităţile argiloase; mai rar întâlnită, coloraţia roz se datorează prezenţei unor organisme microspopice (de exemplu: *Halo bacterium*) în soluţia salină a unor lacuri situate în zone aride de pe glob.

Geneză: primară: (■) sedimentară, de precipitaţie chimică.

Istoric şi generalităţi: Halitul sau sarea gemă este printre cele mai vechi minerale utilizate de către om, în Europa existând mărturii ale exploatării sale subterane din timpuri preistorice. Halitul se formează prin precipitaţie chimică în bazine evaporitice (lacuri sărate din zone aride, lagune şi golfuri puţin adânci şi izolate, fără aport de apă dulce). În aceste condiţii, prin evaporarea apei cu salinitate ridicată, cristalizează o asociaţie de săruri care se depun în ordinea inversă a solubilităţii lor: calcit $CaCO_3$, gips $CaSO_4.2H_2O$, halit NaCl, polyhalit $K_2Ca_2Mg(SO_4)_2$-$2H_2O$, kainit $KMg(SO_4)Cl$-$3H_2O$, kieserit $MgSO_4H_2O$, carnallit $KMgCl_3$-$6H_2O$, bischofit $MgCl_2.6H_2O$, silvină KC1. Pe lângă utilizarea directă în industria alimentară, sarea gemă mai este utilizată în industria chimică, la producerea acidului clorhidric HC1 şi a altor compuşi de clor, între care PVC; la producerea carbonatului şi bicarbonatului de sodiu - folosite în alimentaţie şi la fabricarea săpunului şi detergenţilor, la producerea sodei caustice; în emailuri; ca fondant în topirea metalelor; la obţinerea sodiului metalic.

Ocurenţe: în lume: (■) Stassfurt (Germania); Salzburg (Austria); Solikamsk (Ukraina); Wieliczka (Polonia); Alsacia, Lorena, Franche-Comte (Franţa); S.U.A.; Salar de Uyuni (Bolivia); în România: (■) Cacica (jud. Suceava); Tg. Ocna (jud. Bacău); Slănic, Telega (jud. Prahova); Ocnele Mari (jud. Vâlcea); Praid (jud. Harghita); Ocna Sibiu (jud. Sibiu); Ocna Mureş (jud. Alba); Turda, Ocna Dej (jud. Cluj).

Silvina: *KC1* (denumirea provine de la denumirea medicală veche din limba latină sal digestivus Sylvii = sarea digestivă a lui Sylvius).

Sistem de cristalizare: cubic.

Formă/Habitus: cristale cubice; agregate masive, granulare, compacte; cruste.

Culoare: incolor, alb, galben, roz, roşu, cenuşiu; Urmă: albă; Luciu: sticlos; Transparenţă: transparent, translucid.
Clivaj: perfect; Spărtură: neregulată.

Duritate: 2,5; Greutate specifică: 2 g/cm^3.

Caracteristici: gust sărat şi amărui; higroscopic; conductibilitate termică ridicată; în seria mineralelor evaporitice, silvină cristalizează ultima.

Geneză: primară: (■) sedimentară, de precipitaţie chimică, în parageneză cu: kieserit $MgSO_4$-H_2O, polyhalit $K_2Ca_2Mg(SO_4)_2$-$2H_20$, carnallit $KMgCl_3$-$6H_20$, kainit $KMg(S0_4)Cl$-$3H_2O$, halit NaCl, anhidrit $CaSO_4$.

Istoric şi generalităţi: Descoperită in 1825 în apropierea craterului Vezuviului, sub formă de incrustaţii ale produselor de sublimare fumaroliene, silvină apare însă mai frecvent ca produs de precipitaţie chimică, în asociaţie cu halitul şi alte săruri evaporitice. Este mult mai rar întâlnită decât acesta. Fiind exploatată pentru potasiul utilizat în special la fabricarea îngrăşămintelor, dar şi a compuşilor de potasiu utilizaţi în domeniul fotografic, medical şi cosmetic.

Ocurente: în lume: (■) Stassfurt (Germania); Franţa; Spania; Ukraina; în România: (■) Tg. Ocna, Găleanu, Tazlău (jud. Bacău).

Carnallit: $KMgCl_3$-6H_2**O** (denumit în onoarea inginerului de mine german Rudolf von Carnali, care 1-a descoperit în Germania).

Sistem de cristalizare: rombic.

Formă/Habitus: agregate granulare masive; rareori, cristale tabulare, piramidale.

Culoare: incolor, alb, gălbui, roz, roşu, albastru. Urmă: albă. Luciu: sticlos, până la gras; Transparentă: translucid până la opac.

Clivaj: absent; Spărtură: concoidală.

Duritate: 2,5; Greutate specifică: 1,6 g/cm^3.

Caracteristici: gust amar; higroscopic; solubil în apă.

Geneză: primară: (■) sedimentară, de precipitaţie chimică.

Istoric şi generalităţi: Carnallitul este o sursă de potasiu, chiar dacă mai puţin importantă ca silvina, fiind exploatat în acest sens.

Ocurenţe: in lume: (■) M-ţii Urali (Rusia); Ukraina; Germania; Spania; Etiopia; S.U.A.; în România: (■) Tg. Ocna (jud. Bacău).

V. CARBONAŢI

Carbonaţi anhidri

Calcit: $CaCO_3$ (lat. *chalx, chalcis* = piatră de var, calcar).

Sistem de cristalizare: romboedric (trigonal).

Formă/Habitus: cristale individuale romboedrice, scalenoedrice cu habitus tabular, lamelar, prismatic, columnar; agregate de o mare varietate morfologică: masive, granulare, fibroase, stalactitice, concreţionare, dendritice, nodulare, oolitice, stratificate, spatice (cu două sisteme de clivaj), etc.

Culoare: incolor, alb-lăptos, sau într-o mare varietate de culori şi nuanţe: galben, oranj, roz, roşu, albastru, verde, brun, cenuşiu, negru. Urmă: albă. Luciu: sticlos, uneori sidefos pe feţe şi pe planele de clivaj. Transparenţă: transparent, până la opac.

Clivaj: perfect, după feţe de romboedru; Spărtură: concoidală.

Duritate: 3 - etalon de duritate 3 pe scara Mohs; Greutate specifică: 2,7 g/cm^3.

Caracteristici: prezintă importante conţinuturi de Mg, Fe, Mn; face efervescenţă cu acidul clorhidric HCl şi cu alţi acizi slabi; prezintă luminescenţă de tipul fotoluminescenţei (fluorescentă şi fosforescenţă), termoluminescenţei şi triboluminescenţei; varietăţile pure, incolore şi transparente prezintă fenomenul de dubla refracţie (razele incidente care traversează cristalele sunt divizate în două componente, rezultând două imagini ale aceluiaşi obiect).

Geneză: *primară: hidrotermală*, ca mineral de gangă; sedimentară, de precipitaţie chimică şi organogenă; metamorfică regională şi de contact, în marmure.

Istoric şi generalităţi: Mineral foarte răspândit, calcitul se găseşte în variate tipuri de medii geologice, având geneză magmatică, sedimentară şi metamorfică şi formând uneori depozite masive. Varietatea incoloră şi transparentă, utilizată pentru dispozitive optice, se numeşte spat de Islanda, deoarece a fost descoperită la Eskifjord, în Islanda (în bazalte cavernoase), de unde a fost exploatată până la epuizarea zăcământului. Varietăţile frumos cristalizate şi colorate constituie specimene de colecţie (se pare că există aproximativ 1000 de moduri în care se poate prezenta calcitul, ca rezultat al combinării diferitelor tipuri de habitus şi tracht (forme cristalografice). Utilizările majore ale calcitului se înscriu în

domeniul materialelor de construcţii: la producerea varurilor, cimenturilor şi mortarurilor, precum şi ca piatră de construcţie brută sau ornamentală. Alte utilizări: în industria metalurgică, industria sticlei etc.

Ocurenţe: în lume: diferitele forme de calcit sunt prezente pretutindeni în lume; în România: idem.

Magnezit: $MgCO_3$ (denumirea provine de la oraşul antic Magnesia din Thessalia, Grecia).

Sistem de cristalizare: romboedric (trigonal).

Formă/Habitus: agregate masive, compacte, granulare, lamelare, fibroase; rareori, cristale individuale, romboedrice.

Culoare: incolor, alb, cenuşiu, gălbui, ocru, brun; Urmă: albă; Luciu: sticlos; Transparenţă: transparent, translucid.

Clivaj: perfect; Spărtură: concoidală.

Duritate: 4; Greutate specifică: 3 g/cm^3.
Caracteristici: face efervescenţă cu acidul clorhidric HC1, numai la cald şi în stare de pulbere; prezintă triboluminescenţă şi fotoluminescenţă în UV (fluorescenţă).

Geneză: primară: (■) hidrotermală, ca mineral de gangă; (■■) metamorfică hidrotermală, în roci ultrabazice (serpentinite); (■■■) metamorfică regională, prin transformarea metasomatică a dolomitelor şi calcarelor; secundară: (□) prin alterarea rocilor ultrabazice.

Istoric şi generalităţi: Magnezitul constituie un important minereu de magneziu; Utilizările magneziului includ producerea materialelor refractare; catalizator şi **filler** în producerea cauciucului sintetic; în aliaj cu Al, Zn sau Mg conduce la creşterea durităţii materialelor utilizate la nave spaţiale, avioane, vehicule litiere.

Ocurenţe: în lume*:* Cehia; Austria; Grecia; Serbia; Norvegia; Suedia; India; Brazilia; Mţii. Urali (Rusia); în România*:* Rodna (jud. Bistriţa Năsăud); Stănija (jud. Hunedoara); Tişoviţa, Eibenthal (jud. Caraş-Severin); Mţii. Parâng.

Siderit: $FeCO_3$ (gr. sideros = fier).

Sistem de cristalizare: romboedric (trigonal).

Formă/Habitus: cristale romboedrice, tabulare, prismatice; agregate masive, granulare, uneori botrioidale sau globulare.

Culoare: gălbui-brun, brun-cenuşiu, brun închis; Urmă: albă; Luciu: sticlos, uşor sidefos; Transparenţă: translucid.

Clivaj: perfect; Spărtură: subconcoidală până la neregulată.

Duritate: 3,5 – 4; Greutate specifică: 3,9 g/cm^3.

Caracteristici: face efervescenţă cu acidul clorhidric HC1 doar la cald.

Geneză: *primar*ă: (■) hidrotermală, în filoane independente, sau prin susbstituţie metasomatică; (■■) metamorfică regională; (■■■) sedimentară, de precipitaţie chimică (sferosiderite sau oolite feruginoase).

Istoric şi generalităţi: Sideritul constituie un important minereu de fier. Ocurenţe: în lume: (■) Freiberg (Germania); Nizna Slana (Cehia); Austria; Rudabanya (Ungaria); Bilbao (Spania); S.U.A.; (■■) Canada; Rusia; în România: (■) Baia Mare, Săsar, Herja, Baia Sprie, Cavnic, Băiuţ (jud. Maramureş); Lueta, Mădăraş (jud. Harghita); (■■) Teliuc, Ghelar, Vadu Dobrii (jud. Hunedoara); Ruşchiţa (jud. Caraş-Severin); (■■■) Căpuşul Mic (jud. Cluj): oolite feruginoase; Sadova (jud. Suceava); Covasna (jud. Covasna): sferosiderite.

Rodocrozit: $MnCO_3$ (gr. rhodon = trandafir + khroma = culoare, datorită culorii sale roz-roşu aprins).

Sistem de cristalizare: romboedric (trigonal).

Formă/Habitus: agregate granulare, compacte, reniforme, sferoidale, stalactitice (concentrice); rar, cristale individuale romboedrice, de dimensiuni mici.

Culoare: roz, roşu, cenuşiu, brun; Urmă: albă; Luciu: sticlos, sidefos; Transparenţă: transparent, translucid.

Clivaj: perfect; Spărtură: neregulată;

Duritate: 3,5-4; Greutate specifică: 3,6 g/cm^3.

Caracteristici: frecvent, Mn este substituit de către Ca şi Fe; face efervescenţă cu acidul clorhidric HC1 la cald.

Geneză: primară*:* hidrotermală, ca mineral de gangă, în parageneză cu: rodonit $(Mn,Ca)_5(Si_5O_{15})$, alabandină MnS, pirită FeS_2, calcopirită $CuFeS_2$, blendă ZnS, galena PbS, aur nativ Au; metamorfică regională; sedimentară, de precipitaţie chimică.

Istoric şi generalităţi: Rodocrozitul a fost denumit în 1800, numele său punând în valoare frumuseţea culorii sale vii. Cea mai îndelungată tradiţie de extracţie şi utilizare a rodocrozitului o are Argentina. Rodocrozitul din aceste zone se prezintă sub formă de agregate concentrice, stalactitice, de o rară frumuseţe, numite şi trandafir Inca. Culoarea şi aspectul deosebit au determinat utilizarea rodocrozitului pentru decoraţiuni, obiecte ornamentale, bijuterie şi ca specimene de colecţie în toate zonele sale de ocurenţă din lume. Rodocrozitul constituie minereu de mangan (48% Mn).

Ocurenţe: în lume: (■) Mina Sweet Home - Colorado, Butte - Montana, Marysvale, Bingham - Utah (S.U.A.); mina Las Capillitas Catamarca, San Luis (Argentina); Freiberg (Germania); Franţa; Belgia; Mţii. Urali (Rusia); (■■) Georgia; în România: (■) Ilba, Baia Sprie, Cavnic (jud. Maramureş); Rodna (jud. Bistriţa Năsăud); Roşia Montană, Baia de Arieş (jud. Alba); Săcărâmb (jud. Hunedoara); (■■) Răzoare (jud. Maramureş); Ciocăneşti, Iacobeni, Vatra Dornei, Şaru Dornei, Broşteni (jud. Suceava); Mţii. Sebeşului; Delineşti, Globurău (jud. Caraş-Severin).

Aragonit: $CaCO_3$ (denumirea provine de la regiunea spaniolă Aragon).

Sistem de cristalizare: rombic.

Formă/Habitus: agregate fibroase, radiare, stalactitice; cruste; mase compacte; rareori, cristale.

Culoare: incolor, alb, cenuşiu, gălbui, oranj, verzui, ocru; Urmă: incoloră; Luciul: sticlos pe feţe, răşinos sau de ceară în spărtură; Transparenţă: translucid până la opac.

Clivaj: distinct. Spărtură: fibroasă, subfibroasă;

Duritate: 3,5 – 4; Greutate specifică: 2,9 g/cm^3.
Caracteristici: este polimorful $CaCO_3$ stabil la presiune ridicată şi temperatură scăzută (la presiune scăzută şi temperatură ridicată este stabil celălalt polimorf al $CaCO_3$, calcitul); aragonitul este instabil şi în timp trece în calcit.

Geneză: primară: (■) hidrotermală; (■■) sedimentară.

Istoric şi generalităţi: Aragonitul se poate forma în mediul speleal, constituind stalactite şi stalagmite, sau se poate depune din izvoare minerale fierbinţi. De asemenea, poate apărea în depozite de siderit $FeCO_3$, în agregate dendritice, cu aspect de coral, numite flos-ferri (flori de fier, lat.). O mare cantitate de aragonit se găseşte în scheletele unor moluşte, sub formă de prisme fine asociate cu strate microscopice proteinice (de conchiolină), constituind sideful natural, care căptuşeşte partea interioară a cochiliilor şi participă la formarea perlelor.

Ocurenţe: în lume: (■) Spania; Cehia; Italia; în România: (■) Şarul Dornei (jud. Suceava); Moldova Nouă, Dognecea, Ocna de Fier (jud- Caraş-Severin); Covasna (jud. Covasna); Corund (jud. Harghita).

Carbonaţi hidroxilați

Malachit: $Cu_2CO_3(OH)_2$ (gr. *Malakhe* = nalbă).

Sistem de cristalizare: monoclinic.

Formă/Habitus: agregate botrioidale, reniforme, stalactitice, concentrice, radiar-fibroase; mase compacte cu benzi concentrice; agregate pământoase, cruste; foarte rar, cristale individuale scurt prismatice.

Culoare: diferite nuanţe de verde, de la verde deschis până la verde-negru; Urmă: verde deschis; Luciu: satinat; pământos în cruste; sticlos la cristale individuale; Transparenţă: opac.

Clivaj: perfect; Spărtură: subconcoidala, neregulată.

Duritate: 3,5- 4; Greutate specifică: 4 g/cm^3.

Caracteristici: face efervescenţă cu acidul clorhidric HC1; prezenţa stratelor diferit colorate se datorează modificărilor subtile în starea de oxidare a ionilor din mediul de cristalizare, însă mecanismul exact al acestui proces nu este pe deplin cunoscut.

Geneză: secundară: (□) în zonele de oxidaţie ale zăcămintelor cuprifere, în parageneză cu: azurit $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$, crisocol $Cu_2H_2(Si_2O_5)(OH)_4.nH_2O$, cuprit Cu_2O, tenorit CuO, calcantit $CuSO_4.5H_2O$.

Istoric şi generalităţi: Foarte probabil, malachitul a fost printre primele minerale de cupru extrase de către om, exploatarea sa din Sinai şi deşerturile răsăritene ale Egiptului antic datând de la aproximativ 3000 î.Chr. şi chiar mai timpuriu. Încă de la începuturi, datorită aspectului său deosebit, malachitul a fost mai puţin utilizat ca minereu de cupru, ci ca atare, pentru obiecte decorative, ornamente şi bijuterii. Una dintre cele mai vechi utilizări este cea de pigment verde pentru pictură şi machiaj, vechii egipteni excelând în acest ultim domeniu. În China antică, malachitul era foarte apreciat, fiind denumit shilu, după numele localităţii de provenienţă, Shilu, din provincia Guandong.

În secolul XIX, în M-ţii Urali, la Ekaterinburg şi la Nijnîi Taghil (mina Demidoff) au fost descoperite depozite uriaşe de malachit, între care, o masă compactă continuă, cu strate concentrice, cântărind peste 1100 tone de malachit de cea mai bună calitate. Acest malachit deosebit de frumos cristalizat a fost utilizat la decoraţiunile interioare ale unor clădiri importante din Sankt Petersburg, ca de exemplu, Palatul de Iarnă al ţarilor care este renumit pentru camera de malachit, decorată cu coloane şi pilaştri masivi, plăci şi mozaicuri, precum şi obiecte de malachit (realizate în special de către Carl Fabergé); actualmente adăposteşte muzeul de artă Ermitage,

De asemenea, catedrala Sf. Isaac din Sankt Petersburg, care este decorată cu 16 varietăţi de marmură, granit, malachit şi lapis-lazuli, are catapeteasma susţinută de opt coloane de malachit masiv şi două de lapis-lazuli. Astăzi, cea mai mare parte a malachitului de calitate superioară, utilizat în ornamentaţie, este furnizată de R.D. Congo (provincia Shaba).
Ocurenţe: în România: (□) Bălan (jud. Harghita); Altân Tepe (jud. Tulcea); Moldova Nouă, Sasca Montană, Oraviţa, Dognecea (jud. Caraş-Severin); Băiţa (jud. Bihor); Baia de Arieş (jud. Alba); Cavnic (jud. Maramureş).

Azurit: $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$ (arab. *lazaward* = cer, rai; provenit din persană lazhuward = albastru —> albastru ca cerul).

Sistem de cristalizare: monoclinic.

Formă/Habitus: agregate masive, stalactitice, botrioidale, sferoidale; cristale individuale tabulare sau scurt prismatice.

Culoare: albastru-azur, albastru de Berlin, albastru închis; Urmă: albastră; Luciu: sticlos; pământos în cruste; Transparenţă: translucid până la opac.

Clivaj: perfect; Spărtură: concoidală.

Duritate: 3,5- 4; Greutate specifică: 3,8 g/cm^3.

Caracteristici: face efervescenţă cu acidul clorhidric HC1; în timp, în special în contact cu apa, trece în malachit $Cu_2CO_3(OH)_2$.

Geneză: secundară: (□) în zona de oxidaţie a zăcămintelor cuprifere, în parageneză cu malachit $\mathbf{Cu_2CO_3(OH)_2}$ şi alte minerale de Cu.

Istoric şi generalităţi: Azuritul a fost exploatat de către vechii egipteni din Sinai şi deşerturile răsăritene ale Egiptului şi utilizat ca principală sursă a pigmentului albastru folosit în pictură, ceramică smălţuită şi machiaj, precum şi (într-o mai mică măsură) ca minereu de cupru metalic. In Europa, în special în secolele XV-XVII a fost utilizat în pictură, frescă şi decoraţiuni şi, în multe dintre cazuri, suprafeţele colorate în albastru de azurit (de obicei cele reprezentând cerul) au căpătat în timp o tentă verzuie, datorată procesului de trecere a azuritului în malachit, în contact cu umiditatea din atmosferă. Azuritul masiv, utilizat pentru obiecte ornamentale este uneori denumit chessylit, după localitatea franceză Chessy, de unde se exploatează.
Ocurenţe: în lume: (□) Lasal - Utah, Bisbee - Arizona, Kelly - New Mexico (S.U.A.); Mexic; Tsumeb (Namibia); Shaba (R.D.Congo); Toussit (Maroc); Broken Hill, Cobar, Mungana (Australia); în România: Cârlibaba, Pojorâta, Gemenea (jud. Suceava); Somova, Altân Tepe (jud. Tulcea); Moldova Nouă, Sasca Montană, Oraviţa, Dognecea, Ocna de Fier (jud. Caraş-Severin); Ilba, Baia Sprie, Cavnic, Baia Borşa (jud. Maramureş).

VI. SULFAŢI

Clasa sulfaţilor cuprinde aproximativ 250 de minerale, în general corespunzătoare sărurilor simple ale acidului sulfuric H_2SO_4; sunt incluşi de asemenea şi compuşi care, pe lângă anionul sulfat $(SO4)^{2-}$, mai pot conţine şi apă, grupări hidroxil (OH)" sau halogeni, precum şi unii compuşi complecşi. Anionul sulfat $(SO4)^{2-}$ are forma unui tetraedru, în care atomul de sulf ocupă centrul, iar cei patru atomi de oxigen, vârfurile acestui poliedru. Sulfaţii prezintă în general durităţi scăzute, sunt transparenţi sau translucizi şi sunt solubili în apă; se grupează în sulfaţi anhidri şi sulfaţi hidrataţi.

Sulfaţi anhidri (rombici)

Baritină: $BaSO_4$ (gr. *barys* = greu, referitor la greutatea sa specifică ridicată, pentru un sulfat).

Sistem de cristalizare: rombic;

Formă/Habitus: cel mai frecvent, cristale tabulare, prismatice; agregate granulare, masive, stalactitice, fibroase, concreţionare; agregate în rozetă, numite trandafir de nisip sau trandafirul deşertului; agregate în creastă de cocoş.

Culoare: incolor, alb, cenuşiu, gălbui, ocru, brun, roşu, verzui, albăstrui; Urmă: albă; Luciu: sticlos pe feţe; răşinos, sidefos în spărtură; Transparență: transparent, translucid.

Clivaj: perfect; Spărtură: neregulată.

Duritate: 3-3,5; Greutate specifică: 4,5 g/cm^3.

Caracteristici: este un mineral foarte stabil în zona de alteraţie, motiv pentru care se regăseşte în aluviuni; prezintă fosforescenţă în UV.

Geneză: *primară*: (■) hidrotermală, ca mineral de gangă în filoane, asociată cu: fluorină CaF_2, cuarţ SiO_2, galena PbS, sfalerit ZnS; (■■) sedimentară, de precipitaţie chimică, în concreţiuni.

Istoric şi generalităţi: Baritina este cel mai comun mineral de bariu şi constituie principalul minereu al acestui metal. Marea sa varietate de forme cristaline şi de agregate, precum şi varietatea coloristică o desemnează ca fiind o sursă de specimene de colecţie deosebite. În plus, varietatea albăstruie este foarte asemănătoare cu aquamarinul şi chiar se faţetează uneori, însă, fiind foarte moale, nu poate constitui o gemă. Baritina se utilizează pe scară largă la producerea noroiului de foraj; ca filler în industria hârtiei şi în vopsele. Este utilizată de asemenea pentru producerea altor compuşi de bariu, dintre care, unii sunt utilizaţi şi în investigaţii medicale.

Ocurenţe: *în lume*: (■) - Spania; Germania; Canada; Franţa; Austria; India; Alston Moor - Cumbria (Marea Britanie); S.U.A.; în România: (■) Ostra, Gemenea (jud. Suceava); Somova (jud. Tulcea); Teliuc, Ghelar, Brad (jud. Hunedoara); Ruşchiţa (jud. Caraş-Severin); Ilba, Nistru, Baia Sprie, Cavnic (jud. Maramureş).

Celestină: $SrSO_4$ (lat. caelestis = celest, ca cerul).

Sistem de cristalizare: rombic.

Formă/Habitus: cristale tabulare, prismatice; agregate granulare masive, fibroase, nodulare.
Culoare: incolor, albastru deschis, alb, roşu, verde, brun; Urmă: albă; Luciu: sticlos, uşor sidefos, perlat pe planele de clivaj; Transparenţă: transparent, translucid.

Anhidrit: $CaSO_4$ (gr. anhydros = anhidru, fără apă).

Sistem de cristalizare: rombic.

Formă/Habitus: cristale tabulare, prismatice; mase granulare, fibroase; agregate concreţionare.

Culoare: incolor, alb, cenuşiu, gălbui, roz, ocru, brun, roşcat, violet; Urmă: albă; Luciu: sticlos, sidefos; Transparență: transparent, translucid;

Clivaj: perfect. Spărtură: neregulată; Duritate: 3,5; Greutate specifică: 3 g/cm^3.

Caracteristici: în condiţii de umiditate, trece în gips $CaSO_4.2H_2O$; varietatea de culoare violet se numeşte angellit.

Geneză: *primară:* (■) sedimentară, de precipitaţie chimică, în parageneză cu: gips $CaSO_4.2H_2O$, halit NaCl şi alte săruri evaporitice.

Istoric şi generalităţi: Anhidritul este utilizat pentru îngrăşăminte, ciment, vopsele.

Ocurenţe: în lume: (■) Centura de domuri de săruri evaporitice din Texas - Louisiana (S.U.A.); Nova Scoţia, Quebec (Canada); Germania; M-ţii Pirinei (Franţa); Chihuahua (Mexic); Wieliczka (Polonia); Elveţia; Italia; în România: (■) Tg. Ocna (jud. Bacău); Ocnele Mari (jud. Vâlcea); Turda (jud. Cluj); Horodnic (jud. Suceava).

Sulfaţi hidrataţi

Gips: $CaSO_4$-$2HO_2$ (lat. *gypsum*, la origine gr. *gypsos* = ciment).

Sistem de cristalizare: monoclinic.

Formă/Habitus: cristale tabulare, lamelare, striate vertical; agregate fin granulare compacte, fibroase; agregate în rozetă.

Culoare: incolor, alb, gălbui, cenuşiu, ocru, brun. Urmă: albă. Luciu: sticlos, sidefos. Transparenţă: transparent, translucid.

Clivaj: perfect; Spărtură: fibroasă, concoidală.

Duritate: 2 - etalon de duritate 2 pe scara Mohs; Greutate specifică: 2,3 g/cm^3.

Geneză: primară: (■) sedimentară, de precipitaţie chimică, în bazine marine şi lacustre; (■■) hidrotermală.

Istoric şi generalităţi: Mineral cu importanţă economică recunoscută încă din antichitate, gipsul era exploatat de către egipteni de la Al Fayyum şi din apropierea coastei Mării Roşii. Utilizat pentru mortaruri şi ipsosuri în construcţiile necropolei de la Gizeh, precum şi pentru măşti, strate acoperitoare, stucaturi şi filler în vopsele, gipsul mai era folosit şi în sculptură - varietatea compactă, fin granulară, de un alb strălucitor, numită alabastru (de la localitatea antică egipteană Alabastron). în antichitate, însă, şi alte materiale fin granulare utilizate în sculptură erau denumite alabastru - de exemplu, vasele de „alabastru" descoperite în mormântul lui Tutankhamon sunt de fapt de calcit. O altă varietate mai deosebită de gips este cea transparentă, fibroasă, cu luciu perlat, care uneori prezintă efecte chatoiante, numită ***selenit***. Un tip deosebit de agregate sunt cele lamelare - numite creastă de cocoş, sau cele dispuse în rozetă - numite trandafir de nisip sau trandafirul deşertului. Utilizările moderne ale gipsului includ, pe lângă cele din construcţii şi pe cele din domeniul medical.

Ocurenţe: în lume: (■) White Sands - New Mexico (S.U.A.): 580 km de dune de nisip de gips, cu înălţimi de până la 18 m (constituie un depozit de un alb strălucitor, vizibil din spaţiul cosmic); Naica - Chihuahua (Mexic): în Peştera Săbiilor se află formaţiuni speleale sub formă de cristale de selenit lungi de până la 2 m; Chile; Canada; Rusia; Maroc; Tunisia; Algeria; Franţa; Germania; Austria, Polonia; în România: (■) apare în depozite saline la diferite niveluri stratigrafice în formaţiuni neozoice din numeroase unităţi structurale ale teritoriului: Bazinul Transilvaniei (Eocen); Zona subcarpatică a Carpaţilor Orientali şi Meridionali; Platforma Moldovenească; Carpaţii Orientali etc; (■■) Baia Sprie, Cavnic (jud. Maramureş); Moldova Nouă (jud. Caraş-Severin).

VII. SILICAŢI

VII.1. Ciclosilicaţi

Ciclosilicaţii sunt caracterizaţi de asocierea mai multor tetraedri de SiO_4 în cicluri (numite şi inele sau bucle închise), fără a polimeriza, astfel încât, fiecare tetraedru se leagă de doi tetraedri vecini prin câte un anion de oxigen. Ciclurile pot fi formate din trei, patru sau şase tetraedri şi au, respectiv, unităţile structurale: $(Si_3O_9)^{6-}$, $(Si_4O_{12})^{8-}$ şi $(Si_6O_{18})^{12-}$.

Turmalină: $(Na,Ca,K)(Mg,Fe^{2+},Li,Mn)_3(Al,Fe^{3+},Ti,Cr)_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH,F)_4$ (din dialectul singalez - din Sri Lanka - *turamali* = galeţi de pietre preţioase).

<u>Sistem de cristalizare</u>: trigonal.

Formă/Habitus: cristale lung prismatice, columnare, cu striaţii verticale pronunţate; agregate radiare numite „soare de turmalină" (germ. Sonnenturmalin).

Culoare: incolor, roz, roşu, galben, oranj, verde, brun, albastru, negru; combinaţii ale acestora. Urmă: incoloră. Luciu: sticlos. Transparenţă: transparent, translucid.

Clivaj: slab; Spărtură: neregulată, concoidală.

Duritate: 7 - 7 , 5 ; Greutate specifică: 3 - 3,2 g/cm^3.

Caracteristici: foarte rezistentă, nu se alterează şi se regăseşte în aluviuni; prezintă proprietăţi piezoelectrice.

Geneză: primară: (■) pegmatitică; (■■) metamorfică de contact; (■■■) metamorfică regională.

Istoric şi generalităţi: Varietăţi frumos colorate de turmalină au fost aduse în Europa în 1703, de către marinarii olandezi reveniţi din Ceylon, însă unele dintre acestea erau cunoscute încă din antichitate. Turmalină prezintă aproximativ 12 specii minerale constituind termenii finali ai diferitelor soluţii solide: schörl (cu Na, Fe^{2+}, Al), dravit (cu Na, Mg, Al), elbait (cu Na, Li, Al), liddicoatit (cu Ca, Li, Mg, Al), *etc.* Turmalina este unul dintre cele mai spectaculos colorate minerale, chiar dacă termenii cei mai răspândiţi în natură - sch**ö**rlul şi dravitul - au culori închise, negru şi respectiv brun închis. Elbaitul are, însă, culori deosebite, motiv pentru care varietăţile sale divers colorate au şi denumiri specifice: rubellit (roz, roşu), verdelit (verde), indicolit (albastru), achroit (incolor). Unele varietăţi de turmalină prezintă fenomenul de zonalitate a culorii, manifestată fie în lungul cristalului, prin treceri succesive prin mai multe culori, fie concentric — este de menţionat varietatea numită pepene verde, caracterizată de o zonă centrală roz-roşie, înconjurată de o bordură verde. Cristalele de turmalina descoperite în pegmatite au uneori dimensiuni gigantice, de peste un metru, iar excepţional, de câţiva metri (sch**ö**rl); în Brazilia a fost descoperită o geodă cu cristale de rubellit de până la 40 cm, cântărind în total 4 tone. Datorită frumuseţii sale, dar şi durităţii ridicate, turmalina este utilizată în bijuterie, fiind faţetată în diferite moduri, inclusiv în briliant. Utilizările sale moderne se bazează pe proprietăţile sale piezoelectrice - pentru echipamente de sondare în adâncime, aparate de detectare şi măsurare a variaţiilor de presiune; de asemenea, este utilizată pentru dispozitive optice de polarizare a luminii.
Ocurenţe: în lume: (■) Sri Lanka; Elba (Italia); Mţii.Urali (Rusia); Madagascar; Minas Gerais (Brazilia); Pala Grande, Mesa Grande -California, Mount Mica - Mâine (S.U.A.); Tanzania; Namibia; Nigeria; Pakistan; Afganistan; în România: (■) Mţii. Lotrului; Sebeşului; Rodnei; (■■) Baia Borşa (jud. Maramureş); (■■■) Mţii. Făgăraş; Gilău.

Beril: $Be_3Al_2(Si_6O_{18})$ (gr. *beryllos* = piatră de culoarea verde-albăstruie a apei de mare).

Sistem de cristalizare: hexagonal.

Formă/Habitus: cristale individuale prismatice cu habitus hexagonal.

Culoare: verde intens, specific; albastru, albastru verzui; galben auriu; roz; incolor; Urmă: albă; Luciu: sticlos; Transparentă: transparent, translucid.

Clivaj: imperfect. Spărtură: neregulată.

Duritate: 7,5 - 8. Greutate specifică: 2,6 - 2,8 g/cm^3.

Caracteristici: fragil; stabil din punct de vedere chimic, se regăseşte rulat în aluviuni.

Geneză: primară: (■) pegmatitică; (■■) metamorfică de contact.

Varietăţi: smaraldul – verde; aquamarinul – albastru; heliodorul – galben auriu; morganitul – roz, roşu; goshenitul - incolor

VII.2. Piroxenoizi

Rodonit: $(Mn,Ca)_5(Si_5O_{15})$ (gr. *rhodon* = trandafir, datorită culorii roz).

Sistem de cristalizare: triclinic.

Formă/Habitus: mase granulare; rareori, cristale individuale.

Culoare: roz, roşu; cenuşiu, brun; Urma: albă; Luciu: sticlos; Transparenţă: translucid.

Clivaj: perfect; Spărtură: concoidală, până la neregulată.

Duritate: 6; Greutate specifică: 3,6 g/cm^3.

Caracteristici: compoziţia sa chimică este variabilă, Mn fiind substituit frecvent de către fier Fe şi calciu Ca, fapt ce produce variaţii ale greutăţii specifice, indicilor de refracţie, *etc;* în timp, se alterează trecând în hidroxizi de Mn de culoare neagră.

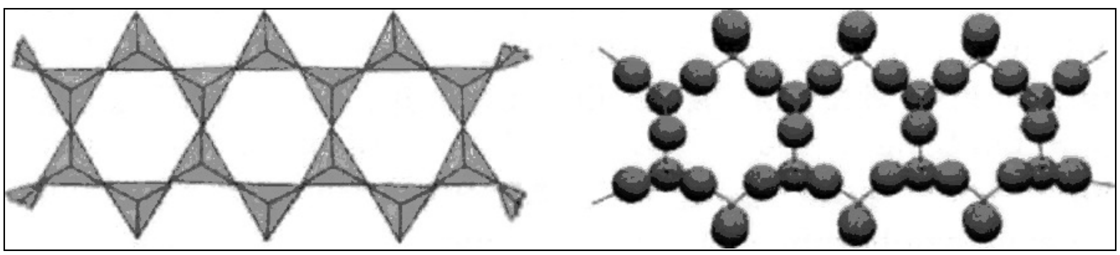
Geneză: primară: (■) hidrotermală, de temperatură joasă (mineral de gangă); (■■) metamorfică.

Istoric şi generalităţi: Apare în zăcăminte asociat frecvent cu rodocrozitul şi oxizi de mangan. Utilizat în trecut în India ca minereu de Mn, astăzi rodonitul se foloseşte ca piatră ornamentală şi în bijuterie.

Ocurenţe: în lume: (■) - (■■) India; Brazilia; Canada; Suedia; Rusia; Marea Britanie; New Jersey (S.U.A.); Australia; în România: (■) a) în filoane hidrotermale asociate magmatismului neogen: Cavnic (jud. Maramureş); Săcărâmb (jud. Hunedoara); Roşia Montană (jud. Alba); b) zăcăminte pirometasomatice asociate magmatismului laramic (banatitic): Băiţa (jud. Bihor); (■■) zăcăminte manganifere metamorfozate regional, în masive de şisturi cristaline: Răzoare (jud. Maramureş); Ciocăneşti, Iacobeni, Şaru Dornei (jud. Suceava); Delineşti, Globurău (jud. Caraş-Severin).

VII.3. Amfiboli

În structura amfibolilor, tetraedrii de SiO_4 se asociază formând lanţuri infinite duble, rezultate din alăturarea a două lanţuri simple, identice cu cele din cadrul piroxenilor. Aceste lanţuri duble se formează prin punerea în comun a unui al treilea anion de oxigen, la fiecare al doilea tetraedru de SiO_4. Edificiul astfel constituit prezintă ochiuri de reţea hexagonale, în centrul cărora se inserează grupări $(OH)^-$ care determină creşterea valenţei ansamblului. Unitatea structurală este $(Si_4O_{11})^{6-}$, devenită $[(Si_4O_{11})(OH)]^{7-}$. Ca şi în cazul piroxenilor, amfibolii se grupează în două serii: **amfiboli rombici** şi **amfiboli monoclinici.**



Amfiboli rombici

Antofilit: $(Mg,Fe)_7[(Si_4O_{11})(OH)]_2$ (lat. *anthophyllum* = cuişoare datorită culorii ocru-brun).

Sistem de cristalizare: rombic.

Amfiboli monoclinici

Hornblendă: $(Na,K)_{0-1}Ca_2(Mg,Fe^{2+})_4(Al,Fe^{3+})(Si_7AlO_{22})(OH,F)_2$ (germ. *Horne* - coarne + germ. *blende* = orb).

Sistem de cristalizare: monoclinic.

Formă/Habitus: cristale prismatice, columnare, agregate granulare masive, clivabile.

Culoare: verde; brun în diferite nuanţe; Urmă: albă-cenuşie; Luciu: sticlos; Transparenţă: opac.

Clivaj: perfect; Spărtură: neregulată.

Duritate: 5 - 6 ; Greutate specifică: 3,1 - 3,3 g/cm^3.

Caracteristici: hornblendele constituie un grup de minerale amfibolice, care conţin calciu Ca şi aluminiu Al şi care formează mai multe serii izomorfe, în funcţie de modul în care are loc substituţia siliciului Si de către aluminiu Al, în poziţiile tetraedrice, dar şi de alte substituţii; termenii Finali ai acestor serii sunt:

- *hornblendă* în sens strict $Ca_2(Mg,Fe)_4Al(Si_7A1O_{22})(OH)_2$ - se mai numeşte magneziohornblendă-ferohornblendă;
- *tschermakit-ferotschermakit* $Ca_2(Mg,Fe)_3Al_2(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$;
- *edenit-feroedenit* $NaCa_2(Mg,Fe)5(Si_7A1O_{22})(OH)_2$;
- *pargasit-feropargasit* $NaCa_2(Mg,Fe)_4Al(Si6Al_2O_{22})(OH)_2$;
- *magneziohastingit-hastingit* $NaCa_2(Mg,Fe)_4Fe^{3+}(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$.

Geneză: primară: (■) lichid-magmatică, în roci intermediare, bazice şi ultrabazice; (■■) metamorfică, în amfibolite.

Istoric si generalităţi: Hornblendele sunt minerale comune într-o gamă largă de condiţii petrogenetice magmatice şi metamorfice.

Ocurenţe: în lume: (■) Oslo (Norvegia); Renfrew - Ontario (Canada); Pennsylvania, Delaware (S.U.A.); Australia; în România: (■) în roci bazice şi ultrabazice din M-ţii Almăjului; în banatite în M-ţii Poiana Ruscă, Drocei, Vlădeasa, Gilău; (■■) în amfibolite şi gnaise amfibolice ale fundamentului cristalin din toate tronsoanele carpatice.

Tremolit-actinot: $Ca_2(Mg,Fe)_5(Si_80_{22})(OH)_2$ (denumit după localitatea Val Tremola din Alpi).

Sistem de cristalizare: monoclinic.

Formă/Habitus: cristale prismatice lungi, aciculare, mase fibroase, agregate granulare.

Culoare: alb-cenuşiu, verde, verde cenuşiu închis; Urmă: albă; Luciu: sticlos, satinat; Transparenţă: translucid, până la opac.

Clivaj: perfect; Spărtură: aşchioasă, fibroasă, neregulată.

Duritate: 5 - 6 ; Greutate specifică: 2,9 - 3,4 g/cm^3.

Caracteristici: tremolitul formează o serie izomorfă împreună cu feroactinotul, în care tremolitul constituie termenul final cu Mg, feroactinotul este termenul final cu Fe, iar compoziţiile intermediare sunt reprezentate de *actinot.*

Geneză: primară: (■) metamorfică regională, în calcare şi dolomite cristaline; (■■) metamorfică de contact, în roci calcaroase şi dolomitice.

Istoric şi generalităţi: Varietăţile de tremolit-actinot cu habitus fibros constituie minerale azbestiforme, de calitate inferioară azbestului serpentinic. Varietatea de tremolit cu aspect compact, dur, poartă denumirea de *nefrit* şi constituie una dintre cele două forme sub care este cunoscut jadul. Nefritul a fost extrem de apreciat şi utilizat de către chinezi, de mai bine de 3000 de ani.

VII.4. Filosilicaţi

Grupa talcului şi pirofilitului

Talc: $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ (lat. *talcum*, provine de la un cuvânt arab).

Sistem de cristalizare: monoclinic.

Formă/Habitus: agregate foioase, solzoase, lamelare, fibroase; mase compacte; rareori, cristale individuale.

Culoare: alb, incolor, cenuşiu, verzui, brun; Urmă: albă; Luciu: pământos; gras; Transparenţă: opac; translucid în agregate subţiri.

Clivaj: perfect; Spărtură: neregulată.

Duritate: 1 - etalon de duritate 1 pe scara Mohs; Greutate specifică: 2,8 g/cm^3.

Caracteristici: structură tristratificată, de tip 2:1, cu strat brucitic (trioctaedric); tuşeu gras; prezintă luminescenţă de tipul fluorescentei în UV; foiţele generate de planele de clivaj sunt flexibile, dar nu elastice; varietatea de talc masiv, compact şi cu puritate înaltă se numeşte **steatit.**

Geneză: primară: (■) metamorfică regională; (■■) metamorfică hidrotermală, prin metamorfismul silicaţilor de Mg; secundară: (□) prin alterarea unor silicaţi de Mg (olivină, piroxeni).

Istoric şi generalităţi: Talcul este cunoscut din antichitate, fiind utilizat în pofida durităţii sale scăzute pentru sculptură, ornamentaţie, ustensile. Mai recent, populaţia inuită din nordul Canadei utilizează talcul compact, numit şi „piatră de săpun" (engl. soapstone) pentru sculptarea figurinelor zoomorfe. În afara producerii pudrei de talc şi a altor utilizări în produse cosmetice şi farmaceutice, utilizările moderne ale talcului sunt multiple, acesta dovedindu-se a fi un mineral foarte important din punct de vedere industrial: constituie un eficient izolator electric, termic şi chimic; este utilizat ca filler în industria cauciucului, mase plastice, vopsele, lubrifianţi, ceramică, hârtie, insecticide, *etc.*

Ocurenţe: în lume: extrem de răspândit: M-ţii Appalachi, California, Texas (S.U.A.); Germania; Italia; Austria; Transvaal (Africa de Sud); I-le Shetland - Scoţia (Marea Britanic); în România: (□) în şisturi talcoase sau în serpentinite şi alte roci metamorfice: Borsec (jud. Harghita); Teregova, Marga, Rusca Montană, Oraviţa, Ciclova Română (jud. Caraş-Severin); Tisoviţa (jud. Mehedinţi); Govăjdia, Cerişor, Lelese (jud. Hunedoara).

Grupa micelor

Micele (lat. micare = a străluci) sunt importante minerale formatoare de roci, fiind constituenţi principali în toate cele trei tipuri de roci: magmatice, sedimentare şi metamorfice. Structura micelor este tristratificată, cu pachete de tip 2:1, formate din câte două strate de tetraedri care au asociat în poziţie mediană un strat octaedric. În funcţie de valenţa ionilor din poziţiile octaedrice, micele pot fi trioctaedrice - cu strat brucitic $Mg(OH)_2$, sau dioctaedrice - cu strat hidrargilitic $Al(OH)_3$. Ioni adiţionali de hidroxil $(OH)^-$ completează, împreună cu ionii de oxigen, coordinaţia octaedrică a ionilor de Mg^{2+} şi Al^{3+}. Reţeaua stratelor tetraedrice este compusă din ochiuri hexagonale interconectate, acest aranjament determinând simetria tipic pseudohexagonală a micelor, deşi, în ansamblu, sistemul de cristalizare al acestora este monoclinic. Datorită substituţiilor care au loc în poziţiile tetraedrice şi octaedrice, valenţa netă a pachetelor tetraedrice-octaedrice este negativă şi, pentru echilibrarea acesteia, în spaţiile interlamelare se găsesc ioni de K, Na, Ca. Legăturile dintre pachetele tetraedrice-octaedrice sunt mai slabe decât cele dintre aceste strate, fapt care conduce la manifestarea clivajului perfect al micelor, acestea desfăcându-se în foiţe perfect netede şi elastice. Grupa micelor cuprinde peste 10 minerale, dintre care, cele mai comune sunt: **muscovitul, biotitul, lepidolitul,** *etc.*

Muscovit: $K_2Al_4(Si_6Al_2O_{20})(OH,F)_4$ (denumit după oraşul Moscova - Rusia).

Sistem de cristalizare: monoclinic.

Formă/Habitus: foiţe subţiri pseudohexagonale; agregate fin granulare sau solzoase.

Culoare: incolor, alb-argintiu, gălbui, verzui, roz, brun; Urmă: incoloră; Luciu: sticlos, sidefos; Transparenţă: perfect transparent, până la translucid.

Clivaj: perfect; Spărtură: absentă.

Duritate: 2,5 în lungul planelor de clivaj; 4 perpendicular pe planele de clivaj; Greutate specifică: 2,8 g/cm^3.

Caracteristici: structură tristratificată (de tip 2:1), cu strat hidrargilitic (dioctaedric); foiţele sunt flexibile şi elastice, asemănătoare celuloidului; foarte stabil din punct de vedere chimic, se acumulează frecvent în aluviuni; prin alterare, trece în minerale argiloase.

Geneză: primară: (■) magmatică, în graniţe; (■■) pegmatitică; (■■■) metamorfică (metamorfism regional); (■■■■) metamorfică (alterare hidrotermală).

Istoric şi generalităţi: Denumit şi „mică albă", muscovitul este un mineral din categoria celor formatoare de roci, prezent foarte frecvent în constituţia diferitelor tipuri de roci magmatice, sedimentare şi metamorfice. Muscovitul a fost cunoscut de civilizaţiile antice, precum şi de cele precolumbiene. În acest sens, cel mai vechi şi deosebit artefact de muscovit a fost descoperit în situl de la Teotihuacan, de lângă Ciudad de Mexico. Pe ultimul nivel al Piramidei Soarelui a fost dispusă o plachetă de muscovit groasă de 1 picior (= aprox. 30 cm), care s-a păstrat până la începutul anilor 1900, când a fost demontată şi vândută; scopul?, modul de transport? (muscovitul provine probabil din America de Sud, de la mii de kilometri distanţă), utilizarea acestei plachete? aspecte care rămân deocamdată un mister (a fost un dispozitiv de recepţie a

radiaţiei cosmice de joasă frecvenţă?). Cel mai adesea, muscovitul este exploatat din pegmatite, deoarece în cadrul acestor roci apar agregate foarte larg dezvoltate. în acest sens, cele mai mari foiţe de muscovit din lume au fost descoperite în India (cca. 3 m); la noi în ţară, agregate mari de peste 50 cm au fost exploatate din pegmatitele din Carpaţii Meridionali. Deşi are duritate scăzută, muscovitul prezintă în lungul foiţelor separate după planele de clivaj o rezistenţă deosebită. Este utilizat ca izolator electric şi termic în electronică şi electrotehnică, precum şi în domenii industriale largi.

Ocurenţe: în lume: peste tot, în numeroase tipuri de roci India; Sri Lanka; S.U.A.; Canada; M-ţii Uraii (Rusia); Pakistan; Brazilia, *etc;* în România: foarte răspândit în roci metamorfice (şisturi, micaşisturi, gnaise) din toate tronsoanele carpatice; în graniţe, în Carpaţii Meridionali şi M-ţii Apuseni; în roci sedimentare detritice din diferite zone ale ţării; în pegmatite, în Carpaţii Meridionali - exploatat la Voineasa, Cataracte (jud. Vâlcea).

Biotit: $K_2(Mg, Fe^{2+})_6(Si_6Al_2O_{20})(OH, F)_4$ (denumit în onoarea fizicianului francez Jean-Baptiste Biot).

Sistem de cristalizare: monoclinic.

Formă/Habitus: foiţe subţiri pseudohexagonale; agregate tabulare, scurt prismatice.

Culoare: negru, brun, negru-brun, verzui, ocru-oranj; Urmă: albă-cenuşie; Luciu: sticlos, sidefos; Transparenţă: transparent până la translucid.

Clivaj: perfect; Spărtură: absentă.

Duritate: 2,5 – 3; Greutate specifică: 2,7 - 3,4 g/cm^3.

Caracteristici: strucmră tristratificată (de tip 2:1), cu strat brucitic (trioctaedric); foiţele sunt flexibile şi elastice; poate prezenta radioactivitate foarte slabă; constituie de fapt o serie izomorfă având termenii finali **flogopit, annit, siderofilit** şi **eastonit;** se poate transforma în muscovit prin deferizare şi de aceea apare frecvent concrescut cu muscovitul; prin alterare chimică, se pierd elementele alcaline, fierul se oxidează şi biotitul trece în minerale argiloase, clorit, epidot, zoizit, *etc.*

Geneză: primară: (■) lichid-magmatică; (■■) pegmatitică; (■■■) metamorfică regională, în gnaise, micaşisturi; (■■■■) metamorfică de contact, în corneene.

Istoric şi generalităţi: Denumit şi „mica neagră", biotitul este un mineral constituent în variate tipuri de roci. Ca şi la alte mice, exemplarele cu cea mai mare dezvoltare sunt cele de provenienţă pegmatitică.

Ocurenţe: în lume: peste tot, în diferite tipuri de roci: Bancroft, Sudbury -Ontario (Canada); Mull - Scoţia (Marea Britanie); Pike's Peak - Colorado, Adirondack Mountain - New York, King's Mountain - Carolina de Nord (S.U.A.); Rusia; Madagascar; în România: foarte răspândit în diverse tipuri de roci, dar în special în pegmatitele din M-ţii Rodnei, Lotrului, Sebeşului, Poiana Ruscă, *etc.*

Grupa cloritelor

Cloritele (gr. chloros = verde) reprezintă un grup de filosilicaţi cu structură asemănătoare micelor, dar care, în spaţiile interlamelare, în locul ionilor de K, Na, Ca, au situate grupări brucitice $Mg(OH)_2$. Cloritele sunt constituite, deci, din pachete tristratificate de tip 2:1, formate din doua strate tetraedrice asociate cu un strat median octaedric, la care se asociază încă un strat octaedric, în spaţiul interlamelar; structura astfel formată este una tetrastratificată, de tip 2:1:1. Cloritele constituie serii izomorfe în care Mg^{2+} şi Fe^{2+} se substituie în diferite proporţii în poziţiile octaedrice, precum şi în spaţiile interlamelare. Cloritele sunt minerale foarte comune şi abundente în roci metamorfice de grad scăzut şi mediu. De asemenea, sunt produse extrem de răspândite ale alterării hidrotermale a mineralelor feromagneziene primare, fiind prezente în roci sedimentare argiloase, precum şi în soluri.

Clorite $(Mg,Fe,Al)_6(Si,Al)_4O_{10}(OH)_g$ (gr. chloros = verde, datorită culorii predominant verzi).

Sistem de cristalizare: monoclinic.

Formă/Habitus: agregate foioase, fin granulare; cristale pseudohexagonale.

Culoare: verde, verde argintiu, verde închis; Urmă: albă, verzuie; Luciu: sidefos; Transparentă: transparent, translucid.

Clivaj: perfect; Spărtură: absentă.

Duritate: 2,5 - 3. Greutate specifică: 2,6 - 3,3 g/cm^3.

Caracteristici: foiţe flexibile, dar nu elastice; formează serii izomorfe, ai căror termeni mai comuni sunt **penninul, clinoclorul, chamositul.**

Geneză: primară: (■) metamorfică regională, în şisturi cloritoase; (■■) metamorfică hidrotermală.

Istoric şi generalităţi: Cloritele nu sunt minerale spectaculoase şi nici cu o importanţă economică deosebită. Exfolierea, care survine odată cu încălzirea bruscă peste 300°C, poate produce o expandare de până la 30 de ori a reţelei cristaline - fapt explicabil prin trecerea bruscă a apei în stare de vapori; materialul astfel obţinut este foarte uşor, inert din punct de vedere chimic, ignifug şi inodor.
Geneză: secundară: (□) prin alterarea biotitului / flogopitului, doritului, piroxenilor, *etc.,* din roci bazice şi ultrabazice.

Ocurente: în lume: (□) Australia; Transvaal (Africa de Sud); Libia; Mexic; Franţa; Cehia; S.U.A.; (□) în România: (□) Răzoare (jud. Maramureş); în corpurile de ultrabazite din Banat.

VII.5. Tectosilicaţi

Tectosilicaţii sunt silicaţii în structura cărora tetraedrii de $[SiO_4]^{4-}$ se asociază prin toate cele patru vârfuri cu tetraedrii învecinaţi, constituind o reţea tridimensională infinită şi compactă, fapt sugerat şi de denumirea de „constructori" a acestor minerale (gr. tekton = constructor). Frecvent, în structura tetraedrului de $[SiO_4]^{4-}$, siliciul Si^{4+} este substituit de către aluminiu Al^{3+} şi în această situaţie, deşi tetraedrii sunt asociaţi prin toate cele patru vârfuri ale lor, rămâne o sarcină negativă necompensată pentru fiecare tetraedru, deoarece valenţa aluminiului este inferioară cu o unitate celei a siliciului. Edificiul tetraedric rămâne stabil în continuare, la fel şi reţeaua cristalină în ansamblul ei, deoarece această sarcină suplimentară se compensează prin stabilirea de legături cu diverşi cationi. În afara grupei silicei $[SiO_4]^{4-}$, pentru ceilalţi tectosilicaţi, unităţile structurale caracteristice sunt: $\mathbf{(AlSiO_4)^-}$, $\mathbf{(AlSi_3O_8)^-}$, $\mathbf{(Al_2Si_2O_8)^{2-}}$. Tectosilicaţii sunt reprezentaţi de minerale sistematizate în următoarele grupe: grupa silicei, grupa feldspaţilor, grupa feldspatoizilor, grupa zeoliţilor.

Grupa silicei

Silice (lat. silex, silicis) este numele generic al dioxidului de siliciu SiO_2, existent în natură sub mai multe forme: silice cristalizată - cuarţul, cristobalitul, tridimitul, *etc;* silice criptocristalină - calcedonia şi silice amorfă - opalul. Dintre toate aceste minerale având compoziţia SiO_2, cuarţul este cel mai răspândit, fiind de fapt unul dintre cele mai abundente minerale din scoarţa terestră. Având diferite tipuri de geneză, cuarţul este unul dintre mineralele constituente ale diferitelor roci magmatice, sedimentare şi metamorfice.

Cuarţ: SiO_2 (germ. Quartz).

Sistemul de cristalizare: prezintă două modificaţii polimorfe: α-cuarţ (cristalizează trigonal şi este stabil sub 573 °C) şi β-cuarţ (cristalizează hexagonal şi este stabil între 573 -870 °C).

Formă/habitus: în cavităţi: cristale individuale prismatice - prismă hexagonală combinată cu piramidă (feţe de romboedru), cu striaţii transversale pe feţele de cristal; rareori, cristale bipiramidale, în general cu prisma centrală scurtă; agregate microgranulare masive; în roci: granule fără contur propriu.

Culoare: incolor, alb-lăptos, cenuşiu, violet, galben, fumuriu-brun, negru, roz, roşu, verde; Urmă: albă; Luciu: sticlos; Transparenţă: transparent, translucid, până la opac.

Clivaj: absent; Spărtură: aşchioasă, concoidală.

Duritate: 7 - etalon de duritate 7 pe scara Mohs; Greutate specifică: 2,7 g/cm^3.

Caracteristici: prezintă proprietăţi piezoelectrice; nu coexistă niciodată cu feldspatoizii şi nici cu olivina; foarte stabil, în general nu se alterează, acumulându-se în aluviuni.

Geneză: *primară*: (■) lichid-magmatică, în roci acide; (■■) pegmatitică; (■■■) hidrotermală; (■■■■) sedimentară, de precipitaţie chimică; (■■■■■) sedimentară, în roci detritice; ■■■■■■:> metamorfică regională.

Istoric şi generalităţi: Cunoscut din antichitate sub diferitele denumiri ale varietăţilor sale, cuarţul (incolor şi transparent) a fost descris de către Theophrast sub denumirea de krystallos (= gheaţă, gr.), deoarece se credea că provine din pietrificarea gheţii; denumirea actuală provine din limba germană şi a fost publicat pentru prima dată în 1530, într-un text al lui Agricola. Cuarţul este unul dintre mineralele cu cele mai multe varietăţi divers colorate, care prezintă denumiri specifice. Dintre aceste varietăţi, unele sunt idiocromatice, adică au culoare proprie, determinată de defecte de reţea care generează centri de culoare, iar altele sunt allocromatice, având culoarea determinată de prezenţa pigmenţilor cromofori, de tipul elementelor urmă sau al incluziunilor de alte minerale.

Varietăţi idiocromatice:

Cristalul de stâncă - este incolor şi transparent, iar varietatea de acest tip care provine de la noi din ţară, din zona Baia Mare, se numeşte impropriu „diamant de Maramureş". Cuarţul cristal de stâncă se prezintă în cristale prismatice individuale, care pot ajunge la dimensiuni şi mase uriaşe (câteva tone). Civilizaţiile vechi răsăritene considerau cuarţul pur o piatră a perfecţiunii, iar pentru budişti este unul dintre cele şapte lucruri de nepreţuit; în multe culturi, practicile shamanistice utilizează cuarţul pur sub forma unor obiecte de cult (sfere de cristal, cranii de cristal, *etc),* considerându-1 o interfaţă vizibil/invizibil. Institutul Smithsonian din Washington D.C. (S.U.A.) deţine o sferă de cuarţ cristal de stâncă cu diametrul de 33 cm - materialul brut provenind din Myanmar. Datorită purităţii sale deosebite, cuarţul cristal de stâncă este utilizat - ca aplicaţie a piezoelectricităţii sale - în fabricarea osciloscoapelor, senzorilor de presiune, detonatorilor, stabilizatoarelor de frecvenţă, amplificatoarelor, echipamentelor electronice convertizoare, ceasurilor cu cuarţ, brichetelor, *etc.* În ultimul timp, mare parte din cuarţul utilizat pentru componentele electronice este produs sintetic; de asemenea, cristalul de stâncă este utilizat la confecţionarea bijuteriilor, dar mai ales ca specimene de colecţie deosebit de spectaculoase;

Cuarţul alb-lăptos (fără denumire specifică) - este translucid până la opac şi îşi datorează aceste proprietăţi incluziunilor fluide microscopice din masa cristalelor, care îi conferă un luciu uşor gras, diferit de cel sticlos, comun celorlalte varietăţi de cuarţ. Este cea mai răspândită varietate de cuarţ, exploatată peste tot în lume şi utilizată ca piatră ornamentală, în construcţii (covor de piatră spartă albă), *etc;*

Ametistul - este cuarţul de culoare violet, denumirea sa provenind de la o credinţă veche grecească, conform căreia, cel ce bea vin din cupă de ametist este protejat de beţie (gr. *amethystos* = împotriva beţiei). Ametistul este o varietate comună de cuarţ, foarte răspândită pe glob şi care se prezintă sub formă de cristale individuale de diferite dimensiuni, în care, în mod frecvent, culoarea violet este mai intensă spre vârful piramidat al cristalelor. Cuarţul ametist căptuşeşte interiorul cavităţilor din roci magmatice (geode) - în acest sens, Brazilia este renumită pentru ametistul descoperit în geode, de calitate şi dimensiuni excepţionale (în 1900 a fost descoperită o geodă enormă, cu dimensiunile 10 x 2 x 1 m). Considerat cea mai frumoasă varietate de cuarţ, ametistul era cunoscut din antichitate de mesopotamieni, egipteni, etrusci, greci şi romani, precum şi de chinezi, fiind utilizat pentru obiecte de cult, sigilii personale, bijuterii, obiecte casnice şi ornamentale. În Europa Evului Mediu, ametistul era asociat spiritualităţii înalte, ca apanaj al rangurilor ecleziastice superioare ale Bisericii Catolice, devenind astfel „piatră episcopală", montată în inelul episcopilor, cardinalilor şi al papei. Ametistul este utilizat în bijuterie şi ca specimene de colecţie - unul dintre cele mai mari ametiste faţetate din lume (1362 kt) se află la Institutul Smithsonian din Washington D.C. (S.U.A.).

Citrinul - este o varietate de cuarţ de culoare galbenă, reflectată de denumirea sa (lat. *citrus* = lămâie). Citrinul se prezintă sub forma cristalelor individuale, care însă nu ating dimensiuni prea mari. Cuarţul citrin este mult mai puţin răspândit comparativ cu ametistul, însă uneori, se găseşte asociat cu acesta, iar când în acelaşi cristal apar benzi de citrin şi ametist, varietatea de cuarţ se numeşte ametrin. Citrinul se utilizează în bijuterie, dar, fiind mult mai puţin disponibil decât ametistul, o mare parte a gemelor care se vând pe piaţă drept citrin reprezintă de fapt ametist tratat termic sau radioactiv.

Cuarţul fumuriu (fără denumire specifică) - este cuarţul de culoare fumurie, brună, până la neagră (cel de culoare neagră se mai numeşte şi morion), denumirea sa provenind din limba franceză (fr. *quartz fumé* = cuarţ fumuriu). Este o varietate foarte răspândită a cuarţului, care se găseşte sub formă de cristale individuale, ce pot atinge uneori dimensiuni gigantice (cristale de 7,5 m şi cântărind mai multe tone au fost descoperite în Kazahstan). Cuarţul fumuriu este utilizat într-o mai mică măsură în bijuterie, însă constituie splendide specimene de colecţie.

Varietăţi allocromatice:

Cuarţul roz (fără denumire specifică) - este cuarţul transparent sau translucid de culoare roz, care apare aproape exclusiv sub forma agregatelor microgranulare masive (pot avea uneori sute de kilograme) şi extrem de rar ca şi cristale individuale (atunci când apar, acestea rareori depăşesc 1 cm). Coloraţia sa se datorează urmelor de titan Ti, care poate fi prezent şi sub forma cristalelor aciculare de rutil TiO_2**.**

Aventurinul - este cuarţul translucid sau opac în special de culoare verde, dar poate fi şi roşu-brun, oranj, albastru-verzui. Cel mai răspândit este aventurinul verde (verde ca marea), a cărui coloraţie se datorează incluziunilor fine de fuchsit (varietate de muscovit cu crom Cr); coloraţia roşu-brună apare datorită incluziunilor de hematit şi goethit. Aventurinul se prezintă exclusiv ca agregate granulare masive şi a fost utilizat încă din antichitate pentru lucrări de artă şi obiecte ornamentale, în bijuterie, *etc.*

Sagenitul se mai numeşte şi cuarţ rutilat sau părul lui Venus - este o varietate de cuarţ care prezintă incluziuni aciculare de rutil, care au în general culoare galbenă-aurie; în mod similar, în cuarţ se mai pot găsi incluziuni aciculare de turmalină, stibină, actinot, clorit, *etc.*

Cuarţuri chatoaiante - sunt varietăţi de cuarţ care prezintă efectul optic numit ochi de pisică sau chatoaianţă, efect determinat de prezenţa unor incluziuni fibroase, în general de minerale azbestiforme (crocidolit - varietate fibroasă de riebeckit), în masa cuarţului. De fapt, are loc o pseudomorfoză a cuarţului după crocidolit, adică, crocidolitul este substituit atom cu atom de către cuarţ, păstrându-se însă forma exterioară, aspectul şi culoarea iniţială a fibrelor de crocidolit. Rezultă astfel varietăţile numite ochi de tigru - colorat în nuanţe de galben, ocru, brun (este varietatea cea mai răspândită, a cărei culoare se datorează alterării crocidolitului înainte de substituţie şi trecerii în oxizi de fier de culoare ocru-brun), ochi de taur **-** cu nuanţe de roşu, brun (datorate tot oxizilor de fier) şi ochi de şoim (cu culoare cenuşiu-albăstruie, cenuşiu-verzuie, datorată substituţiei cuarţului înaintea oxidarii crocidolitului, fapt care conservă coloraţia iniţială cenuşiu-albăstruie a acestuia).

Ocurenţe: în lume: cuarţ cristal de stâncă: peste tot în lume, dar în special la Hot Springs - Arkansas (S.U.A.); St. Gothard (Elveţia); Austria: cristal de 1 tonă; Minas Gerais (Brazilia): cristale de mai multe tone; India; Sri Lanka; Kumberland (Marea Britanie); Madagascar; Mţii. Urali (Rusia); Italia; Germania; Franţa etc; ametist: Minas Gerais, Bahia, Matto Grosso Brazilia); S.U.A.; Canada; Vera Cruz (Mexic); Bolivia; India; Sri Lanka; Myanmar; Japonia; Madagascar; Rusia; R.D. Congo; Mţii. Urali (Rusia); Australia etc.; citrin: Insula Arran - Scoţia (Marea Britanie); Brazilia; Bolivia; S.U.A.; Mţii. Urali (Rusia); India; Franţa; Spania; cuarţ fumuriu: Alpii elveţieni; Pike's Peak - Colorado, Carolina de Nord, Arkansas - S.U.A.); Brazilia; Kazahstan; Mozambic; Madagascar; Australia; M-ţii Urali (Rusia); cuarţ roz: Madagascar; Brazilia; Suedia; Namibia; Rusia; S.U.A.; aventurin: Minas Gerais, Bahia (Brazilia); M-ţii Urali (Rusia); India; Vermont (S.U.A.); Tanzania; Kenya; Australia, *etc;* sagenit: Nuovo Horizonte - Bahia (Brazilia); Alpii elveţieni, italieni; Australia; Madagascar; Rusia; ochi de tigru, ochi de şoim: Griquatown West (Africa de Sud); Witenoom Gorge (Australia); Sri Lanka; India; Mexic; Rusia; Ukraina; în România: cuarţul se găseşte pretutindeni, în diverse formaţiuni geologice: în şisturi cristaline sau în filoane diferenţiate metamorfic din Meridionali şi Munţii Apuseni; în pegmatitele din Carpaţii Meridionali şi din alte zone din ţară; în roci cuarţoase sedimentare; în filoane hidrotermale asociate magmatismului neogen din vestul Carpaţilor Orientali şi din Munţii Apuseni; în mineralizaţii hidrotermale sau pirometasomatice asociate magmatismului laramic (banatitic) din Banat şi Munţii Apuseni, *etc.*

Calcedonie: SiO_2 (denumită după oraşul antic *Khalkedon*, din Asia Mică).

Sistemul de cristalizare: criptocristalin (nu prezintă sistem de cristalizare).

Formă/habitus: agregate masive, stalactitice, botrioidale, dendritice, concreţionare; agregate cu structură concentrică zonară.

Culoare: se întâlnesc toate culorile şi nuanţele; Urmă: albă; Luciu: de ceară, până la pământos; Transparenţă: translucid, până la opac.

Clivaj: absent; Spărtură: concoidală.

Duritate: 6 - 7 ; Greutate specifică: 2,7 g/cm^3.

Caracteristici: varietate compactă criptocristalină (gr, kryptos = ascuns + gr. krystallos = cristale, cristalinitate —> cu cristalinitate ascunsă) sau microcristalină de cuarţ, adică, având cristale de dimensiuni foarte mici, dificil de observat chiar şi la microscop.

Geneza: primară: se formează în cavităţi şi fisuri ale rocilor preexistente, în special magmatice, prin depunere din fluidele de joasă temperatură, bogate în silice.

Istoric şi generalităţi: Calcedonia este unul dintre mineralele utilizate de către om din preistorie, pentru confecţionarea uneltelor, obiectelor casnice şi ornamentalor, *etc.* Prezintă o gamă extrem de variată de culori, mai ales datorită faptului că există varietăţi conţinând strate paralele şi/sau concentrice de diferite culori şi de diferite nuanţe ale aceleiaşi culori. Multe dintre numeroasele varietăţi divers colorate au denumiri specifice:

Agatul denumit după râul Achates, actualmente Dirillo, din Sicilia) - este varietatea cea mai răspândită de calcedonie, în general constituită din benzi concentrice diferit colorate, cel mai frecvent în alb, cenuşiu, cenuşiu-verzui, albăstrui, galben, oranj, ocru, brun, roz, roşu, negru. Agatele sunt cu atât mai spectaculoase cu cât stratele concentrice alternează culori şi nuanţe contrastante şi sunt în număr cât mai mare (unele agate prezintă peste 15000 lamine / 1 cm). Depunerea stratelor începe de pe pereţii cavităţilor, mulând rama şi asperităţile acestora, spre interior, unde uneori se poate păstra un spaţiu liber (geodă) căptuşit cu cristale individuale de cuarţ cristal de stâncă, ametist, cuarţ fumuriu, sau calcit, zeoliţi, *etc.* Coloraţia diferită a stratelor se datorează proceselor care au loc în cavităţi în timpul cristalizării soluţiilor bogate în silice, materializate în modificări ale conţinuturilor în incluziuni minerale sau elemente cromofore, din timpul stadiilor succesive de formare a acestora. Pe baza structurii, texturii, culorii, *etc.* agatele au denumiri specifice: *agat-fortificaţie*, *agat breciat*, *agat coral*, *agat dendritic* sau *agat muşchi* (engl. moss agate), *agat orbicular*, *agat cu ruine*, *agat dantelă*, *agat „ou de trăsnet*" (engl. thunder egg agate), sau, după locul de origine: *agat brazilian*, *agat mexican*, *agat sud-african*, *etc.* Agatele au fost utilizate din timpuri străvechi, fiind descoperite în necropole din diferite părţi ale lumii, iar în antichitate au fost descrise de către Theophrast, fiind cele mai comune pietre semipreţioase din bazinul mediteraneean. Sunt utilizate şi astăzi în special pentru obiecte ornamentale, specimene de colecţie, dar şi pentru bijuterie.

Crisoprazul (gr. *chrysos* = auriu + gr. prase = praz) - varietate de calcedonie translucidă, de culoare verde ca mărul, datorată conţinutului de nichel Ni din compoziţia calcedoniei (denumirea a fost probabil atribuită iniţial unei varietăţi de calcedonie de culoare verde-gălbui). Constituie, încă din timpul civilizaţiei greceşti şi romane, cea mai valoroasă varietate de calcedonie, utilizată în sculptură şi bijuterie; uneori, este confundat cu jadul.

Carneolul numit şi cornalin (lat. *carneus* = de carne) - varietate de calcedonie translucidă, de culoare roşu intens, roşu-oranj, datorată prezenţei oxizilor de fier. Este exploatat de peste 3000 de ani în India şi utilizat la confecţionarea sigiliilor, bijuteriilor, obiectelor decorative.

Sarderul numit şi sard (după *Sardis*, capitala regatului antic Lydia, din Asia Mică) - varietate de calcedonie în diferite nuanţe de brun; atunci când sarderul este asociat cu benzi albe, varietatea se numeşte sardonix. Sarderul şi sardonixul au fost apreciate şi utilizate de peste 4000 de ani de către mesopotamieni şi apoi, de către micenieni.

Onixul (gr. onyx = unghii, gheare) - varietate de calcedonie uşor translucidă sau opacă, de culoare neagră, sau negru cu alb; utilizat din antichitate pentru sigilii, bijuterii şi obiecte ornamentale.

Heliotropul (gr. *helios* = soare + gr. *trepein* = a întoarce) - varietate de calcedonie de culoare verde închis cu pete roşii; heliotropul, denumit şi „piatră de sânge" (engl. *bloodstone)*, a fost utilizat în India încă din antichitate, datorită aspectului său deosebit.

Plasma - varietate de calcedonie translucidă de culoare verde închis.

Ocurenţe: în lume: agat: Brazilia: cele mai mari depozite din lume; Uruguay; Botswana; Africa de Sud; Mexic; Egipt; China; Yemen; Indonezia; Australia; Scoţia (Marea Britanie); Oregon, Washington, Idaho, Montana (S.U.A.); Madagascar; Mozambic; Rusia; Armenia; Idar-Oberstein (Germania): exploatare în subteran de peste 700 de ani; Italia; Bulgaria; Cehia; *etc;* crisopraz: Queensland (Australia); Arizona, California, Carolina de Nord, Oregon (S.U.A.); Brazilia; Tasmania; India; Tanzania; Mţii. Urali (Rusia), *etc;* carneol: India; Brazilia; Arabia Saudită; Egipt; Australia; Rusia; Washington (S.U.A.); Cehia; *etc;* sarder: Ratnapur (Sri Lanka); India; Brazilia; Uruguay; onix: India; Brazilia; Uruguay; heliotrop: India; Brazilia; Australia; plasma: S.U.A.; India; Cehia; în România: M-ţii Metaliferi (Techerău, Crăciuneşti); Mţii. Trascău (Rimetea); M-ţii Gilău (Căpuşul Mic); Mţii. Gutâi (Cavnic); Carpaţii Orientali (Pojorâta etc).

Opal: $SiO_2.nH_2O$ (lat. opalus, derivat din cuvântul sanscrit upala = piatră preţioasă).

Sistemul de cristalizare: amorf coloidal (nu prezintă sistem de cristalizare).

Formă/habitus: agregate masive compacte, stalactitice, concentrice; mase reniforme; cruste.

Culoare: incolor, alb-lăptos, albăstrui, cenuşiu, brun; galben, oranj, roşu-oranj, albastru închis, negru; Urmă: albă; Luciu: sticlos, sidefos, de ceară; Transparenţă: transparent, translucid; opac (varietăţile comune).

Clivaj: absent; Spărtură: concoidală.

Duritate: 5,5 - 6. Greutate specifică: 1,9 - 2,3 g/cm^3.

Caracteristici: silice amorfă (necristalizată); conţine 5-10% H_2O (până la max. 34%) în pori submicroscopici şi, cu cât absoarbe mai multă apă, cu atât devine mai transparent; prin pierderea apei din structură, opalul „se usucă", îşi pierde culoarea şi se poate fisura; fluorescentă în UV.

Geneză: primară: (■) prin depunere din izvoare termale şi geysere, în regiuni vulcanice; secundară: (□) sedimentară, prin descompunerea silicaţilor în urma alterării rocilor şi coagulare ulterioară.

Istoric şi generalităţi: Opalul era cunoscut asirienilor, babilonienilor, grecilor şi romanilor, care l-au utilizat iniţial pentru unelte (opalul comun) şi mult mai târziu pentru obiecte ornamentale şi bijuterii. Pliniu cel Bătrân a descris opalul nobil, care provenea din localitatea Dubnik, actualmente în Slovacia, acest depozit, cantonat în andezite, fiind cel mai vechi cunoscut - practic, până spre sfârşitul sec. XIX, tot opalul din Europa provenea din această sursă. ***Opalul comun***, lipsit de colorit spectaculos, se găseşte pretutindeni în lume, în timp ce opalul nobil este mult mai rar întâlnit. *Opalul nobil* prezintă în interior un joc de lumini numit opalescenţă, indiferent de culoarea propriu-zisă a varietăţii sale. Astfel, cea mai răspândită varietate de opal nobil este cea de culoare albă-albăstruie, cu jocuri de lumini în nuanţe de verde electric, albastru electric, ciclame, oranj. O varietate foarte rară, descoperită în 1903 în Australia este *opalul negru*, de culoare albastru închis spre negru şi jocuri de lumini multicolore. O altă varietate, de asemenea rară, este *opalul de foc***,** de culoare roşu-oranj şi jocuri de lumini intense, care a fost descoperit în Mexic. Opalul comun este utilizat pe scară largă pentru abrazivi, izolatori, filler în fabricarea produselor ceramice, *etc.* Opalul nobil este utilizat în bijuterie, în special tăiat în cabochon, dar poate fi fixat pe o bază dintr-un alt mineral, de obicei cuarţ, formând ceea ce se numeşte dublet, sau poate fi fixat între două plăcuţe de cuarţ, formând un triplet, ceea ce îi conferă un aspect mai masiv. Opaluri de o frumuseţe deosebită se află în colecţii prestigioase din lume: opalul Harlequin (600 g), provenit de la Dubnik, este expus la Muzeul de Istorie Naturală din Viena (Austria). Institutul Smithsonian din Washington D.C. (S.U.A.) deţine un opal negru (355 kt) provenit din Nevada, unul de foc (143 kt) provenit din Mexic, *etc.*

Ocurenţe: în lume: Coober Pedy şi alte locaţii - Australia: 80 - 90 % din producţia mondială de opal; India; Noua Zeelandă; Mexic; Honduras; S.U.A., Brazilia; Rusia; Ukraina; Egipt; Uganda; Indonezia; Africa de Sud; în România: (■) produs al activităţii hidrotermale de temperatură scăzută, ca mineral de gangă în filoane, umplutură a unor geode şi diaclaze asociate magmatismului ofiolitic din M-ţii Apuseni: Techerău (jud. Hunedoara); produs al activităţii hidrotermale asociate magmatismului neogen din Mţii. Apuseni: Crăciuneşti (jud. Hunedoara); Almaşul Mare (jud. Alba); (□) în diferite formaţiuni exogene din ţară.

Grupa feldspaţilor

Feldspaţii sunt alumosilicaţi de potasiu K^+, sodiu Na^+ şi calciu Ca^{2+} şi reprezintă cele mai răspândite minerale din crusta terestră, fiind constituenţi majori ai rocilor magmatice, sedimentare şi metamorfice. De asemenea, au fost descoperiţi în roci selenare şi în meteoriţi. Feldspaţii sunt grupaţi în două mari categorii: feldspaţi alcalini şi feldspaţi sodo-calcici sau plagioclazi.

Feldspaţii alcalini sunt feldspaţii care au în constituţie metalele alcaline potasiu K^+ (ortoză, microclin, sanidin, *etc.)* şi sodiu Na^+ (albit). În funcţie de temperatura lor de cristalizare, aceşti feldspaţi prezintă diferite forme structurale, caracterizate de o distribuţie Al^{3+}/Si^{4+} dezordonată (la temperaturi ridicate), sau de o ordonare a acestei distribuţii (la temperaturi scăzute), precum şi forme intermediare, parţial ordonate.

Feldspaţii plagioclazi sunt feldspaţii care formează o serie izomorfă de şase termeni, la care termenii finali conţin sodiu Na^+ (albit) şi respectiv, calciu Ca^{2+} (anortit). Rezultă, astfel, că albitul este un feldspat alcalin, însă, în acelaşi timp, reprezintă şi unul dintre termenii seriei plagioclazilor. De altfel, în general, feldspaţii pot fi grupaţi în sistemul ternar ortoză - albit - anortit, cu ajutorul căruia se realizează studii specifice asupra acestor alumosilicaţi.

Ortoză sau **ortoclaz**: $KAlSi_3O_8$ (gr. *orthos* = drept + gr. *klasis* = a sparge —» spărtură (clivaj) în unghi drept).

Sistemul de cristalizare: monoclinic.

Formă/habitus: cristale scurt prismatice; agregate masive.

Culoare: incolor, alb, alb-cenuşiu, gălbui, roz, roşu de carne, roşu-brun; Urmă: albă; Luciu: sticlos, sidefos; Transparenţă: translucid, până la opac.

Clivaj: perfect, respectiv bun - cele două direcţii de clivaj formează un unghi de 90°; Spărtura: subconcoidală, neregulată.

Duritate: 6 - etalon de duritate 6 pe scara Mohs; Greutate specifică: 2,5 -2,6 g/cm^3.

Caracteristici: constituie unul dintre polimorfii alumosilicatului de potasiu, alături de microclin, sanidin, anortoclaz; prin alterare, trece în minerale argiloase (caolinit).

Geneză: primară: (■) magmatică, ca şi constituent principal în roci acide (granite, granodiorite); (■■) metamorfică.

Istoric şi generalităţi: Varietăţile frumos colorate de feldspaţi au fost apreciate încă din antichitate şi utilizate ca pietre ornamentale sau în bijuterie. În special varietatea numită piatra lunii (engl. moonstone) a fost şi este apreciată în mod deosebit, datorită efectului optic opalescent (irizaţii argintiu-albăstrui) generat de alternanţa lamelelor de ortoză şi albit. Astăzi, ortoza este utilizată la producerea articolelor de ceramică şi a glazurilor, însă importanţa majoră a ortozei este una teoretică, aceasta reprezentând un constituent principal al rocilor acide.

Ocurenţe: în lume: (■) Salzburg (Austria); Cornwall (Marea Britanie); Vermont, New York, New Hampshire (S.U.A.); Myanmar; India; Sri Lanka; Brazilia; Tanzania; în România: în granitoidele din Carpaţii Meridionali şi din M-ţii Apuseni.

Microclin: $KAlSi_3O_8$ (gr. *mikros* - mic + gr. *klinein* = a înclina —> o înclinare mai mică, de la unghiul mai mic de 90° al direcţiilor de clivaj).

Sistemul de cristalizare: triclinic.

Formă/habitus: cristale scurt prismatice, tabulare.

Culoare: alb, cenuşiu, gălbui, roz; rareori, verde. Urmă: albă. Luciu: sticlos, sidefos. Transparenţă: translucid până la opac.

Clivaj: perfect, respectiv, bun cele două direcţii de clivaj formează un unghi ceva mai mic de 90°; Spărtură: concoidală, neregulată.

Duritate: 6; Greutate specifică: 2,6 g/cm^3.

Caracteristici: polimorf al alumosilicatului de potasiu; se distinge faţă de ortoză în special la microscop (maclă în grătar).

Geneză: primară: (■) magmatică, în roci acide şi intermediare; (■■) pegmatitică; (■■■) metamorfică.

Istoric şi generalităţi: Mult mai răspândit decât ortoza, microclinul apare ca şi constituent principal în roci magmatice acide (graniţe, granodiorite) şi intermediare (sienite), în pegmatite, unde cristalele pot avea dimensiuni de mai mulţi metri şi pot atinge mai multe tone, precum şi în roci metamorfice (gnaise, şisturi). Varietatea de culoare verde, numită amazonit era apreciată ca gemă încă din timpul Regatului Vechi al Egiptului antic. Microclinul este utilizat la producerea ceramicii, glazurilor, emailurilor, sticlei etc. Ocurenţe: în lume: Mţii. Urali (Rusia); Canada; S.U.A.; Brazilia; Madagascar; Norvegia; Finlanda; în România: (■) în granitul de Tismana (Carpaţii Meridionali); în granitul de Pricopan (Dobrogea); în sienitele de la Ditrău (Carpaţii Orientali); (■■) în pegmatitele din Mţii. Lotrului, Cibinului, Semenic (Carpaţii Meridionali), Mţii. Apuseni; (■■■) în roci metamorfice din Carpaţii Orientali şi Meridionali.

Feldspaţii plagioclazi (gr. plagios = oblic + gr. klasis = a sparge —» spărtură, clivaj oblic, datorită unghiului mai mic de 90° dintre direcţiile de clivaj) formează, după cum am menţionat deja, o serie izomorfă continuă, în care, termenii finali - cel sodic (albit, abreviat Ab) şi cel calcic (anortit, abreviat An) - sunt miscibili în toate proporţiile. Termenii intermediari au fost stabiliţi în funcţie de raportul dintre albit şi anortit. Termenii seriei sunt:

- albit: $Na(AlSi_3O_s)$ (100 - 90 % Ab şi 0 - 10 % An);
- oligoclaz: $(Na, Ca)AlSi_30_8$ (90 - 70 % Ab şi 10 - 30 % An);
- andezin: $(Na, Ca)AlSi_30_8$ (70 - 50 %Ab şi 30 - 50 % An);
- labrador: $(Na, Ca)AlSi_30_8$ (50 - 30 %Ab şi 50 70 % An);
- bytownit: $(Na, Ca)AlSi_30_8$ (30- 10 %Ab şi 70 - 90 % An);
- anortit: $Ca(Al_2Si_208)$ (10 - 0 % Ab şi 90 - 100 % An).

Sistemul de cristalizare: triclinic.

Formă/habitus: cristale tabulare, prismatice; agregate masive.

Culoare: în general alb, alb-cenuşiu; slab coloraţi în gălbui, roz; albăstrui, cenuşiu închis (labrador); Urmă: albă; Luciu: sticlos, sidefos (perlat); Transparenţă: translucid până la opac.

Clivaj: perfect; Spărtură: concoidală, neregulată.

Duritate: 6 - 6 , 5 ; Greutate specifică: 2,7 g/cm^3.

Caracteristici: se deosebesc de feldspaţii potasici în special la microscop (macla polisintetică).

Geneză: primară: (■) magmatică, în roci acide (termenii mai bogaţi în albit) şi bazice (termenii mai bogaţi în anortit); (■■) pegmatitică; (■■■) metamorfică regională şi metamorfică de contact.

Istoric şi generalităţi: In general, plagioclazii constituie minerale de prim interes în studiul rocilor, deoarece sunt constituenţi principali ai acestora şi deci, unele dintre cele mai importante minerale formatoare de roci.

Albitul (lat. *albus* = alb) este primul termen al seriei plagioclazilor, conţinând aproape în exclusivitate sodiu. De fapt, albitul constituie un „pivot" al celor două serii de feldspaţi, seria feldspaţilor alcalini şi seria plagioclazilor. Trebuie precizat faptul că seria feldspaţilor alcalini, având ca termeni finali albitul (termen sodic) şi sanidinul (termen potasic de temperatură ridicată) există doar la temperaturi înalte, în timp ce la temperaturi mai scăzute intervine fenomenul numit exsoluţie, care produce o separare a albitului sub formă de lamele în cadrul cristalelor de feldspat potasic (pertite). Albitul este constituent major în roci magmatice felsice (deschise la culoare), cum ar fi: granitul, riolitul, sienitul, în pegmatite de compoziţie granitică, în roci metamorfice de grad scăzut; de asemenea, se formează şi în anumite medii sedimentare. Este utilizat la fabricarea porţelanului fin.

Oligoclazul (gr. *oligos* = mic, *minor* + gr. *klasis* = a sparge - spărtură (clivaj) redus) este un termen intermediar al seriei plagioclazilor, conţinând un procentaj ceva mai ridicat de calciu. Este cea mai comună şi răspândită varietate a feldspaţilor plagioclazi, fiind un constituent important al granitelor, riolitelor, dioritelor şi a altor roci felsice; de asemenea, apare în pegmatite granitice şi în roci metamorfice de grad mai înalt. Este utilizat ca piatră ornamentală şi ca specimene de colecţie.

Andezinul (denumit după M-ţii Anzi, din America de Sud) este un plagioclaz cu un conţinut şi mai ridicat de calciu şi este un mineral răspândit în special în roci intermediare, cum ar fi andezitul (ATENŢIE! a nu se confunda feldspatul plagioclaz „andezin" cu roca vulcanică intermediară „andezit" - ambele denumite după M-ţii Anzi, unde au fost descrise). Andezinul este utilizat ca specimene de colecţie.

Labradorul (denumit după Peninsula Labrador, din Canada) este un termen al seriei plagioclazilor care conţine un procentaj ridicat de calciu. Este un constituent important al rocilor magmatice intermediare şi bazice, cum ar fi dioritul, andezitul, gabbroul şi bazaltul, precum şi un constituent major al rocilor numite anortozite. Labradorul prezintă un efect optic deosebit, caracterizat de un joc de lumini în nuanţe de albastru, violet, verde, numit labradorescenţă. Labradorul este utilizat ca piatră ornamentală şi semipreţioasă, precum şi ca frumoase exponate de colecţie.

Bytownitul (denumit după localitatea Bytown - astăzi Ottawa - din Canada) este cel mai rar întâlnit plagioclaz, fiind un constituent al rocilor magmatice mafice (închise la culoare) şi ultramafice. Este utilizat ca specimen de colecţie.

Anortitul (gr. *anorthos* = fără poziţie dreaptă) este termenul final calcic al seriei feldspaţilor plagioclazi. Este un constituent important al rocilor magmatice mafice de suprafaţă şi de adâncime, al unor roci metamorfice de contact, precum şi al unor meteoriţi. Este utilizat ca specimene de colecţie.

IV. NOȚIUNI DE PETROLOGIE

Petrologia este o ramură a geologiei care se ocupă cu studiul petrogenetic şi petrografic al rocilor:

- *petrogeneza* reprezintă un domeniu al petrologiei care abordează problemele complexe ale genezei rocilor magmatice, metamorfice şi sedimentare şi succesiunea proceselor genetice care au condus la relaţiile actuale dintre ele;

- *petrografia* este o disciplină a petrologiei care are drept obiectiv inventarierea, clasificarea şi descrierea rocilor din punct de vedere al constituţiei mineralogice, al structurii şi texturii lor.

Petrologia la rândul ei este divizată în funcţie de domeniul scoarţei terestre pe care-l studiază în: *petrologia endogenă* (cuprinde studiul rocilor magmatice şi metamorfice), *petrologia sedimentară* (studiul rocilor formate în bazinele de sedimentare de la suprafaţa terestră) şi *petrologia rocilor din zonele profunde ale scoarţei.*

Prin **rocă** se înţelege un agregat eterogen, de regulă polimineral, format prin procese naturale în interiorul scoarţei terestre sau la suprafaţa acesteia, caracterizat prin compoziţie mineralogică, structură şi textură bine definite.

Clasificările generale ale rocilor, cele mai utilizate, sunt *în funcţie de domeniul de formare raportat la suprafaţa topografică* şi *de procesele genetice* care determină formarea acestora.

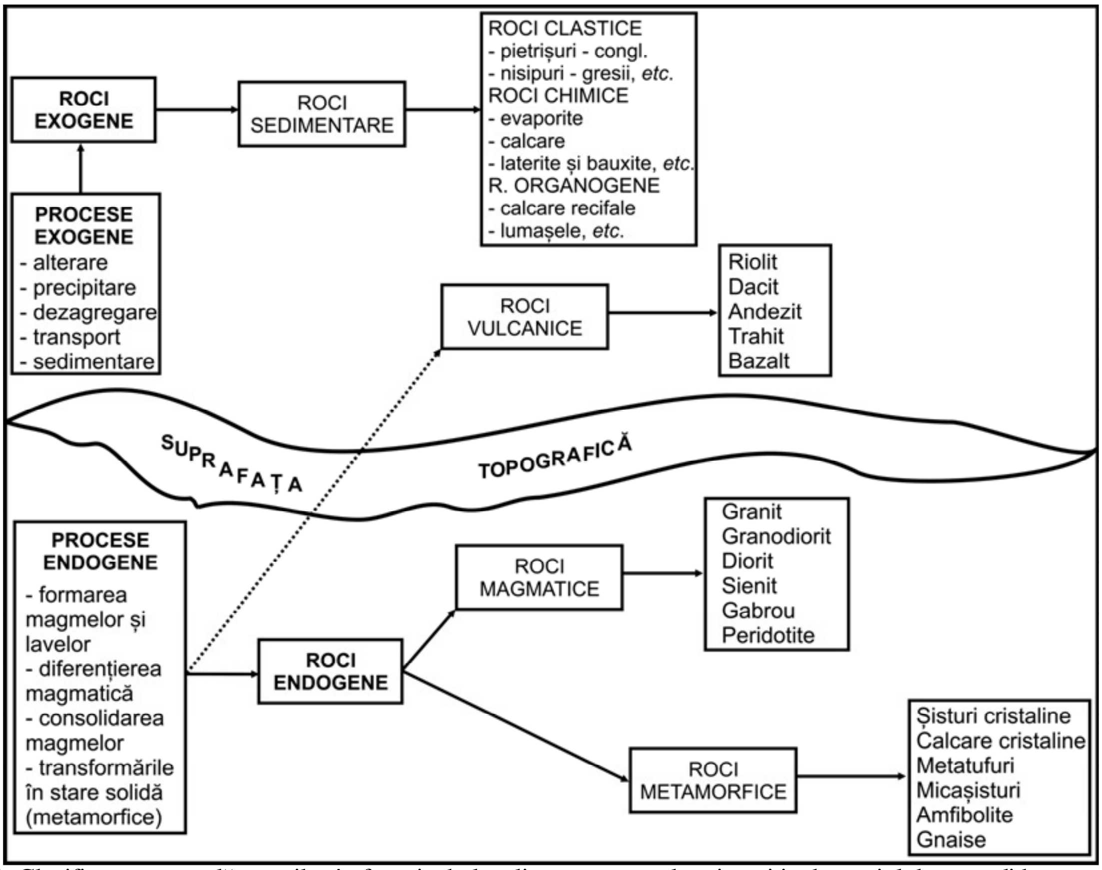


Fig. 1. Clasificarea generală a rocilor în funcţie de localizarea proceselor şi poziția domeniul de consolidare raportate la suprafața topografică

1. În funcţie de localizarea proceselor care controlează în mod determinant formarea rocilor, raportată la suprafaţa topografică, se deosebesc *roci endogene* şi *roci exogene*.

- *rocile endogene* se formează prin procese magmatice şi metamorfice ce au loc în interiorul litosferei sau în legătură cu acestea. Un loc aparte în aceast mod de clasificare îl

constituie rocile vulcanice care, deși sunt formate sub controlul predominant al proceselor endogene, se consolidează la suprafața terestră și sunt clasificate ca roci magmatice de suprafață (= vulcanice, efuzive, extruzive);

- *rocile exogene* se formează în bazinele de sedimentare de la suprafaţa terestră prin procese exogene de natură fizică, chimică sau biotică.

2. Din punct de vedere *genetic*, în funcţie de tipurile principale de procese care duc la formarea agregatelor minerale, se deosebesc:

- ***roci magmatice*** – sunt agregate de regulă poliminerale, silicatice, formate prin consolidarea magmelor în interiorul scoarţei (*roci intruzive*) sau la suprafaţa acesteia (*roci efuzive*), sub controlul proceselor endogene;

- *roci sedimentare* – sunt agregate care se formează în bazinele de sedimentare de la suprafaţa terestră, subacvatice sau subaeriene, sub acţiunea *proceselor exogene*: *fizice* (dezagregare, transport, sedimentare, etc.), *chimice* (precipitare chimică, alterare, etc.) şi *biotice* (biochimice, bioacumulare, etc.);

- ***roci metamorfice*** – sunt agregate poliminerale sau monominerale formate prin *transformarea în stare solidă* a rocilor preexistente, sub acţiunea factorilor dinamici (predominant presiunea), termici (predominant temperatura), dinamotermici (presiune şi temperatură), la care se poate adăuga sau nu acțiunea fluidelor (includ și faza volatilă);

IV.1. PROCESE ŞI ROCI MAGMATICE

1. Noţiunile de magmă şi lavă

Rocile magmatice în sens larg cuprind atât rocile care se formează prin consolidarea magmelor în adâncime, cât şi a lavelor la suprafaţă.

Magma este un sistem natural multicomponent, stabil la temperaturi de peste 650-700^{0}C, format dintr-o *fază lichidă* (asimilată cu compoziţia unei topituri de silicaţi), o *fază gazoasă* (constituită din *elementele volatile*) şi o *fază solidă*.

Faza lichidă este constituită dintr-o topitură de silicaţi de Al, Ca, Mg, Fe, Na, K, etc. Componentul principal este *silicea* (SiO_2), cu participări procentuale variabile, ceea ce conferă magmelor caractere chimice diferite: *acide*, *neutre*, *bazice* şi *ultrabazice*.

Faza gazoasă provine din separarea substanţelor volatile H_2O CO_2, HCI, HF, H_2S, SO_2, SO_3, etc., atunci când are loc scăderea temperaturii şi a presiunii.

Faza solidă este reprezentată prin cristale ale unor minerale care apar în cazul când magmele se găsesc la temperaturile limită de cristalizare sau datorită căderii unor fragmente solide din pereţii rezervoarelor magmatice (= *xenolite*).

Cele mai frecvente magme sunt cele ***silicatice*** (cu SiO_2 peste 30%), dar în natură se pot găsi în proporţii reduse şi ***magme carbonatice***, ***sulfurice*** şi ***oxidice***.

Magmele silicatice se clasifică în funcţie de conţinutul în silice: *magme acide* cu conţinuturi mai mari de 63% SiO_2; *magme neutre* cu 52% până la 63% SiO_2 şi *magme bazice* sub 52% SiO_2. Magmele bazice sunt alcătuite într-o proporție mare din faze nezosilicatice, alături de care sunt dizolvate o cantitate sporită de substanţe volatile, ceea ce le conferă o fluiditate mare în raport cu cel acide.

Lava reprezintă o magmă care ajunge la suprafaţă şi se revarsă fisural sau punctiform, unde pierde o parte din elementele volatile şi din care iau naştere rocile vulcanice (efuzive). În mod similar magmelor, acestea pot fi *acide*, *neutre* sau *bazice*. Lavele bazice sunt mai fierbinţi şi mai fluide, iar cele acide mai reci şi mai vâscoase.

2. Procese magmatice (plutonice)

Prin **magmatism** se înţelege ansamblul proceselor de generare, amplasare şi solidificare a magmelor în interiorul scoarţei terestre, în urma cărora se formează rocile magmatice. Aceste procese sunt cunoscute sub denumirea generică de *procese magmatice* (*plutonice*) şi se clasifică în funcţie de adâncimea la care se desfăşoară în: *abisale* (procese desfăşurate în rezervoarele magmatice, situate la adâncime mare) şi *hipoabisale* (la adâncimi mai reduse, pe canalele de ascensiune a magmelor spre suprafaţă).

2.1. Formarea magmelor

Interpretările privind modul de propagare a undelor seismice în interiorul globului şi a variaţiei vitezei acestora au condus la stabilirea faptului că:

- litosfera superioară şi inferioară se găseşte în stare solidă, iar mezosfera are comportament de solid;

- litosfera şi mezosfera sunt separate de astenosferă, aflată într-o stare intermediară, solid-lichid, cu o rigiditate scăzută (*solidus*). În aceste condiţii, magma nu poate alcătui o pătură continuă, aceasta formându-se numai în anumite spaţii din litosferă, eventual astenosferă, unde condiţiile de temperatură şi presiune o permit.

În prezent se admite că magmele localizate în litosferă se formează prin topirea parţială sau totală a unor mase de roci preexistente. Procesul de topire se numeşte ***anatexie*** şi se poate produce ca urmare a modificării cuplului temperatură-presiune. Modificarea temperaturii poate fi determinată de:

- ***dezintegrarea*** substanţelor radioactive, procesul fiind capabil să conducă la topirea rocilor preexistente din scoarţă. Ştiut fiind faptul că elementele radioactive au afinitate pentru crustele sialice (continentale), pe această cale pot lua naştere *magmele acide* din care se formează rocile granitoide (granite şi granodiorite);

- ***transformarea energiei tectonice*** (de frecare) în energie termică, pe planele de subducţie, faliile crustale, etc.;

- *subducţia* lilosferei la adâncimi cu temperaturi ridicate produce topirea acesteia împreună cu o parte a sedimentelor acumulate peste crusta oceanică, determinând formarea *magmelor intermediare*, de tip andezitic. Un astfel de proces se produce la adâncimi cuprinse între 130 şi 400 km;

- *ascensiunea materialului din manta* datorată curenţilor de convecţie din astenosferă, care aduc spre suprafaţă volume de roci cu temperaturi ridicate. Acestea se transformă în topitură silicatică (magmă) datorită scăderii presiunii pe canalele de ascensiune spre suprafaţă. În urma unui astfel de proces se produc *magme bazice* din care iau naştere rocile scoarţei oceanice.

Urmărind istoria ipotezelor care au stat la baza formării diferitelor tipuri de magme cunoscute, se pot enumera următoarele (fig. nr. 1):

a. *Magma ar reprezenta un rest incandescent* al materiei solare iniţiale – cea mai veche ipoteză (R. A. Daly, 1935);

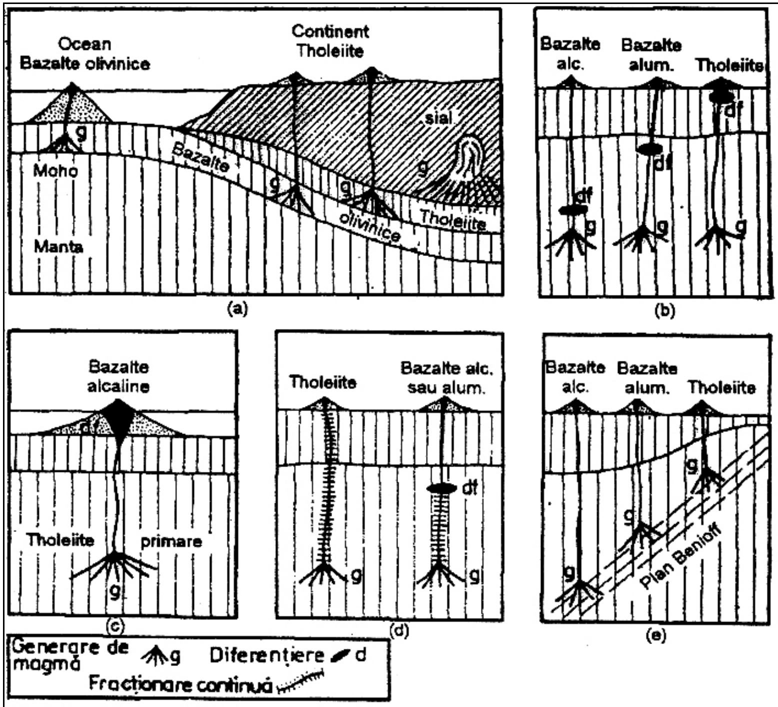
b. *Compoziţia magmei depinde de adâncimea la care se află rezervorul*. În acest sens, *Kennedy* (1933) separă: o *magmă alcalină* (= bazalt-olivinică), localizată la baza crustei şi o *magmă subalcalină* (= tholeiitică), localizată în partea superioară a crustei;

c. *Existenţa unei singure magme primare*, din care se diferenţiază un mare număr de roci înrudite geochimic. Astfel, *Tillery şi Yodder* (1950) consideră că rocile *magmatice ar proveni dintr-o magmă primară puternic aluminoasă*, localizată în mantaua superioară, ulterior diferenţiată în funcţie de temperatură: dacă diferenţierea are loc *în apropiere de suprafaţă*, rezulta *roci tholeiitice*, iar dacă diferenţierea are loc *în partea superioară a mantalei sau în straturile inferioare ale scoarţei*, vor rezulta *roci alcaline*.

d. *Formarea tipurilor de magmă este condiţionată de procesele de dinamică litosferică*. (Kuno, 1950), luînd în calcul procesele de subducţie (adâncimea de subducţie, temperatura,

presiunea). În funcţie de datele furnizate de vulcanismul cuaternar din Insulele japoneze, a rezultat că:

- magmele alcalibazice provin din domeniul oceanic;
- magmele tholeiitice sunt caracteristice domeniului continental.



Diverse ipoteze pentru geneza magmelor. (a) locul de generare a magmelor se află la diferite adâncimi conform ipotezei lui Kennedy; (b) Magma primară vine de la aceeaşi adâncime, dar suferă diferenţieri la diferite adâncimi, după ipoteza lui Yodder şi Tillery; (c) După Engel, magma tholeiitică primară suferă o diferenţiere doar în momentul erupţiei; (d) O'Hara crede că fracţionarea continuă sau întreruptă de o diferenţiere determină caracterul magmei; (e) Pentru Kuno caracterul magmelor depinde de adâncimea de la care provin (după Wyllie, 1971, fide Bleahu, 1983).

Fig. nr. 1 – Locul de generare şi de diferenţiere a magmelor (din Olaru et al., 2004)

2.2. Procese de diferenţierea magmatică

Prin ***diferenţiere magmatică*** se înţelege procesul prin care dintr-o magmă parentală (primară) iau naştere, în timpul solidificării (consolidării), fracţiuni cu o compoziţie chimică diferită faţă de cea originară. Fracţiunile coexistă un anumit timp şi se succed într-o ordine condiţionată de modificarea cuplului temperatură-presiune. Diferenţierea magmatică conduce la formarea unei mari varietăţi de roci magmatice, din aceeaşi magmă parentală. Principalele căi de diferenţiere magmatică sunt următoarele:

a. *Diferenţierea prin licuaţie* – se formează fracţiuni lichide imiscibile, din care cristalizează asociaţii mineralogice distincte: de ex. acumulări de sulfuri (pirotina) alătuiri de asociaţii de silicaţi;

b. *Diferenţierea prin separare gravitaţională* – separarea iniţială a unor minerale cu greutate specifică mare (de ex. olivina din magmele bazaltice), conduce la acumularea gravitaţională (pe fundul camerei magmatice) a mineralelor mafice, rezultând roci femice (de ex. dunitul); topitura reziduală are o compoziţie mai acidă;

c. *Diferenţierea prin difuzie şi convecţie termic*ă – datorită diferenţelor de temperatură se produce o difuzie selectivă care modifică omogenitatea corpului de magmă; astfel, în zonele marginale se concentrează Ca, Mg, Fe, formându-se corpuri de roci bazice;

d. *Diferenţierea prin transport de gaze (pneumatolitică)* – în timpul răcirii magmei, componenţii volatili ies din soluţie antrenând o serie de molecule de silicaţi, modificându-se pe această cale compoziţia magmei;

e. *Asimilarea (amestecul)* – în cursul ascensiunii, sau la contactul magmei cu pereţii camerei magmatice, o serie de roci pot fi topite şi asimilate în magmă, rezultând o magmă cu parametrii influenţaţi de chimismul rocilor asimilate.

2.3. Solidificarea (= consolidarea) magmelor

Procesul în urma căruia faza lichidă (topitura de silicaţi) trece în faza solidă, ca urmare a răcirii, se numeşte consolidrea magmei. Prin consolidare se pot forma două tipuri de faze: faze cristaline (minerale cristaline) şi faze amorfe (sticle vulcanice).

În funcţie de acest punct de temperatură şi presiune, din care acţiunea fluidelor şi gazelor este importantă în formarea rocilor şi formarea agregatelor minerale, se separă în domeniul magmatic *faza lichid-magmatică* (*ortomagmatică*) (la temperaturi mai mari de 700-750^{0}C în funcţie de procentul de silice din magme) şi *fazele postmagmatice* (*pegmatitică*, *pneumatolitică* şi *hidrotermală*) (fig. nr. 2).

Temperaturile de solidificare a magmelor determinate prin măsurătorile directe asupra lavelor vulcanice sau prin determinarea punctelor de topire a rocilor magmatice, au condus la valori diferite, în funcţie de cantitatea de silice conţinută, de 700-800^{0}C pentru magmele acide şi de 900-1200^{0}C pentru cele bazice.

Mai jos sunt exemplificate fazele consolidării magmatice în cazul unei magme bazic-ultrabazică, cu temperatura de solidificare la 1200^{0}C.

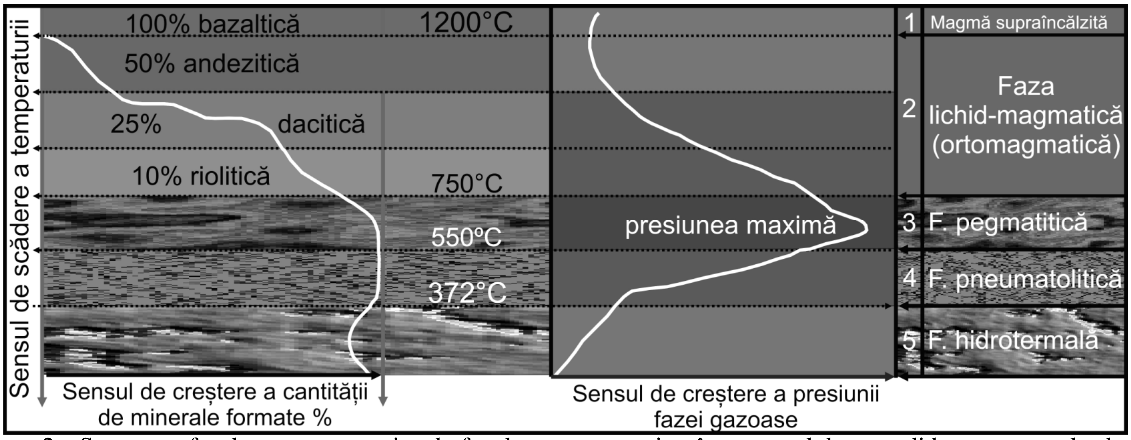


Fig. nr. 2 – Separarea fazelor ortomagmatice de fazele postmagmatice, în procesul de consolidare a magmelor bazice (în funcţie de variaţia temperaturii şi presiunii)

1. ***Faza magmei supraîncălzite*** (t = mai mare de 1200^{0}C) – întreg bazinul magmatic conţine magmă lichidă;

2. ***Faza lichid-magmatică*** (***ortomagmatică***; t = 1200–750^{0}C; presiune în creştere) – se produce cristalizarea fracţionată, magmele transformîndu-se în funcţie de temperatură şi presiune, în sensul: gabroică (bazaltică) – dioritică (andezitică) – granodioritică (dacitică) – granitică (riolitică); la sfârşitul acestei faze cca. 90% din rocile magmatice sunt formate;

Ordinea de cristalizare fracţionată a mineralelor într-o magmă bazaltică este următoarea (fig. nr. 3):

- *iniţial magma este gabroică (bazaltică)*: se separă olivină, piroxeni, anortit, bytownit, labrador, etc., până când cristalizează cca. 50% din topitură; rezultă roci bazice;

- *din acest moment magma este dioritică (andezitică)*: se separă piroxeni, hornblendă, andezin, etc., până când cristalizează cca. 75% din topitura iniţială; rezultă roci intermediare;

- *din acest moment magma este granodioritică (dacitică)*: se separă hornblenda, ortoza, oligoclazul, etc, până la cca. 90-95% din topitura iniţială; rezultă roci acide;

- *din acest moment magma este granitică (riolitică)*: se separă hornblenda, biotitul, albitul, cuarţul, feldspaţi potasici; se formează roci acide;

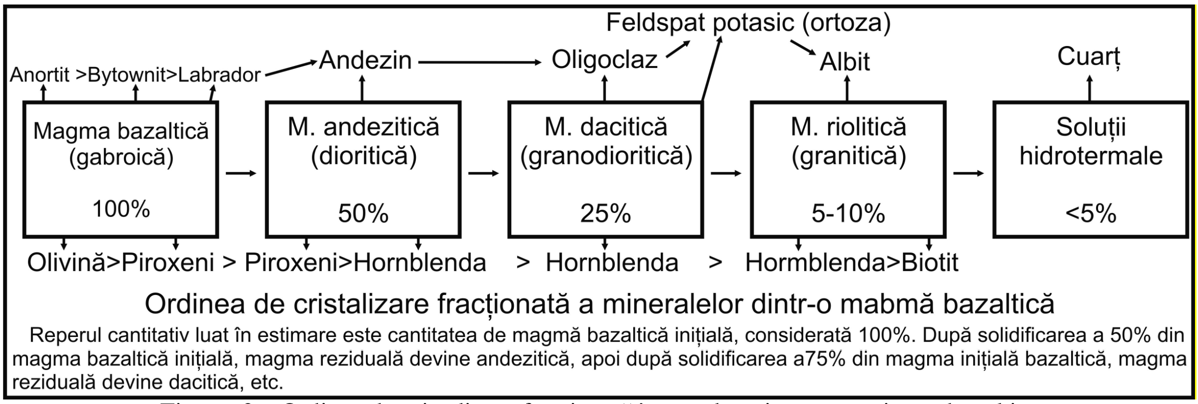


Fig. nr. 3 – Ordinea de cristalizare fracţionată în cazul unei magme primare bazaltice

3. ***Faza pegmatitică*** (t = 750–550^{0}C; se atinge presiunea maximă) – rezultă o topitură cu o mare fluiditate datorită îmbogăţirii în elemente volatile, care este injectată pe fisurile, contactele dintre roci, falii, etc. Se formează filoane alcătuite din roci denumite *pegmatite*, cu minerale foarte larg dezvoltate: feldspaţi potasici (ortoză), mice, turmalină, cuarţ (vezi şi structura pegmatitică);

4. ***Faza pneumatolitică*** (t = 550–372^{0}C; presiune în scădere) – soluţiile reziduale (rămase după cristalizarea fazelor anterioare) sunt în stare de vapori, cu o concentraţie slabă de silicaţi; soluţiile foarte mobile pătrund în rocile din pereţii camerelor magmatice şi produc fenomene de metasomatoză, rezultând în cazul maselor calcaroase rocile denumite skarne şi o serie de minereuri de alcătuite din sulfuri metalice, oxizi, etc.;

5. ***Faza hidrotermală*** (t = 372–50^{0}C; presiune scăzută) – această fază s-a separat în raport cu punctul critic al apei, când rămân soluţii apoase diluate, cu o compoziţie chimică complexă; soluţiile circulă pe fisuri, contactele dintre masele de roci, falii şi depun mineralele hidrotermale: sulfuri de Pb, Zn, Sn, Sb, Cu, Au, Ag, cuarţ, etc.

3. Procese şi manifestări vulcanice

Fenomenele vulcanice reprezintă suma manifestărilor legate de erupţia lavelor şi a gazelor asociate, în esenţă legate de un transfer de energie calorică şi substanţă din interior la suprafaţa Pământului.

Aşa cum s-a amintit mai sus, ***lava*** reprezintă o magmă care ajunge la suprafaţă şi se revarsă fisural sau punctiform, unde pierde violent sau liniştit o parte din elementele volatile şi din care iau naştere rocile vulcanice (efuzive). În mod similar magmelor, acestea pot fi *acide*, *neutre* sau *bazice*. Lavele bazice sunt mai fierbinţi şi mai fluide, iar cele acide mai reci şi mai vâscoase.

3.1. Ascensiunea lavelor la suprafaţă

Ca „motor” al ascensiunii magmelor spre suprafaţă este considerat procesul care rezultă din diferenţa de densitate dintre topitura magmatică şi rocile înconjurătoare. Astfel, în urma topirii unei mase de roci are loc o dilatare însoţită de scăderea densităţii acesteia, de unde şi tendinţa

magmelor, devenite mai uşoare, să se ridice spre suprafaţă. De asemenea, ascensiunea spre suprafaţă a magmelor este înlesnită de zonele de minimă rezistenţă, din zonele de distensiune, fracturare a scoarţei, etc., sau prin topirea succesivă a rocilor cu care magmele ajung în contact datorită temperaturilor înalte, creând astfel canale de ascensiune spre suprafaţă.

În principal, se pot enumera câteva cauze care conduc frecvent la creşterea energiei şi implicit a temperaturii şi presiunii în rezervoarele magmatice, ceea ce determină ascensiunea şi erupţia lavelor, precum:

- *diferenţa de densitate* dintre magma topită şi rocile înconjurătoare. Această diferenţă duce în general la erupţii neexplozive;
- *energia de expansiune a gazelor din lavă* se datorează destinderii gazelor, prin scăderea presiunii odată cu urcarea lavei către suprafaţă, care poate da naştere la erupţii însoţite de explozii;
- *presiunea statică de zăcământ*, în general de natură hidrostatică, care împinge topitura pe o fractură ce se deschide, fenomen însoţit şi de tendinţa de coborâre a acoperişului bazinului magmatic;
- *presiunea transmisă fluidelor intracrustale* de mişcările tectonice verticale sau orizontale.

În urma activității vulcanice, la suprafața topografică iau naștere aparte vulcanice, curgeri de lave și depozite piroclastitice.

Elementele unui aparat vulcanic sunt următoarele (fig. nr. 4):

Conul vulcanic este format din curgeri de lavă succesive sau depozite de strate de piroclastite fine - ca de exemplu cinerite - sau din piroclastite grosiere (aglomerate de bombe, lapili), având înclinări divergente mici (5-10°) la lavele bazice şi mai mari (25-45°) pentru lave sau piroclastite acide.

Craterul reprezintă o adâncitură circulară, de forma unei pâlnii cu vârful în jos, în centrul conului, unde începe coşul vulcanic. La lavele bazice centrul este mai larg, de altfel ca şi coşul vulcanic, care prezintă şi trepte faţă de craterul lavelor acide. La unii vulcani apar şi conuri adventive (secundare sau parazite) (fig. nr. 12). Un exemplu este vulcanul Etna, de aproximativ 3000 m înălţime, care are numeroase conuri adventive pe pantele conului principal.

Coşul vulcanic (engl. vulcanic pipe) reprezintă calea de acces a lavelor din bazinul (cuptorul) magmatic, către suprafaţă. Frecvent, coşul vulcanic este umplut cu lavă topită sau consolidată, alteori cu brecii vulcanice („diatreme"). Prin eroziunea coşului, umplutura consolidată de lavă, mai dură, rămâne în relief, ca un stâlp ce poartă denumirea de neck. Ca exemplu, menţionăm înălţimea Ship Rock (engl., stâncă de forma unui vas) din New Mexico, unde ies în relief atât neck-ul cât şi o serie de dyke-uri radiare.

Barrancos - pe pantele conului principal sunt săpate şanţuri de torenţii sau avalanşele uscate de cenuşă care poartă denumirea de barrancos (fig. nr. 4).

Dyke-uri vulcanice - pornind radiar de la conul vulcanic, o serie de fracturi sunt umplute cu lavă ce se consolidează. După eroziunea rocilor sedimentare fracturate, lavele consolidate, rezistente la eroziune, rămân în relief sub forma unor creste longitudinale, cu aspect de ziduri, denumite dyke-uri (fig. nr. 4).

Cuptorul vulcanic (vatră vulcanică, bazin magmatic) este zona de topitură ce alimentează coşurile vulcanice cu lavă topită. Adâncimea acestor cuptoare este variabilă - de exemplu 50 km în regiunea Vulcanului Kliucevskaia din Kamciatka, 5 km în zona Vulcanului Vezuviu din Italia. Nu întotdeauna este posibilă existenţa unui cuptor vulcanic; lavele pot lua naştere prin lichefierea treptată a unor materii plastice foarte vâscoase şi fierbinţi ce se ridică treptat pe fracturi, trecând de la presiuni mari spre zone cu presiune scăzută către suprafaţă unde se consolidează (de exemplu, corpurile suple de „graniţe de falii").

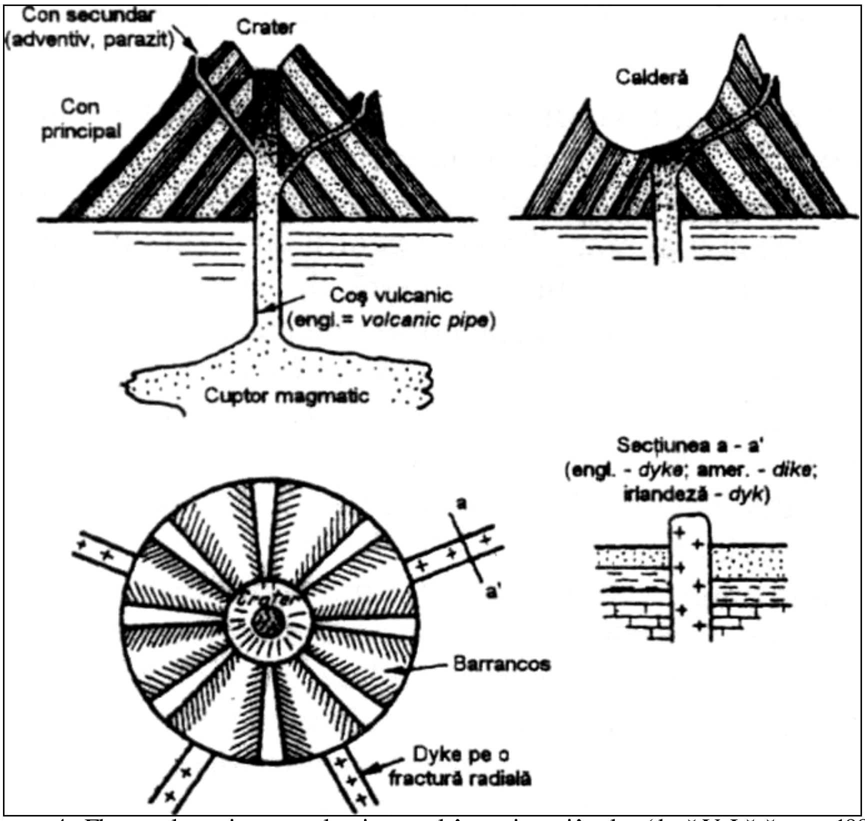


Fig. nr. 4 - Elementele unui aparat vulcanic central, în secţiune şi în plan (după V. Lăzărescu, 1980)

Calderele sunt resturi ale unor aparate vulcanice centrale, la care s-au conservat părţile marginale având aspectul unor căldări cu marginile ridicate. S-a adoptat astfel termenul spaniol caldera (termen popular folosit în sens geomorfologic în Azore) (fig. nr. 4). Sunt separate 3 tipuri de caldere:

- *Caldere de explozie*, formate în urma unei erupţii foarte violente ce a aruncat în aer aparatul vulcanic (de exemplu, de tip Bandai San). În mijlocul depresiunii formate, pot apărea ulterior alte cratere (cum este cazul şi la Vezuviu cu Monte di Soma şi Monte Nuovo).

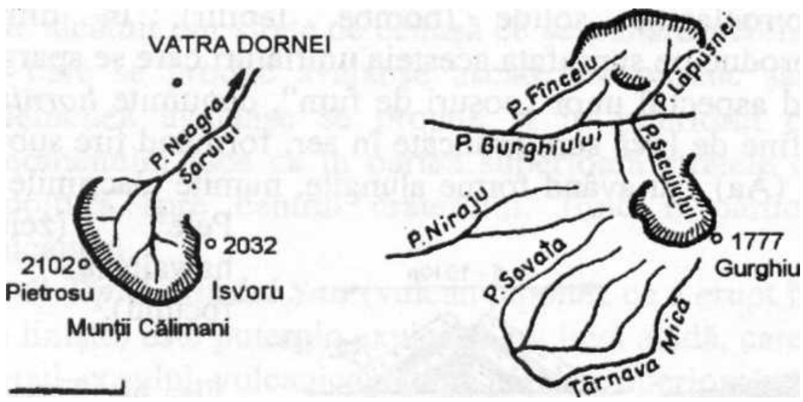


Fig. nr. 5 - Schiţa calderelor de eroziune din Munţii Călimani şi Gurghiu (după V. Lăzărescu, 1980).

- *Caldere de prăbuşire* sunt rezultatul prăbuşirii unor porţiuni din aparatul vulcanic, de formă circulară, în trepte. Tipuri de astfel de caldere lărgite se întâlnesc la vulcanii de tip scut, ce rezultă din erupţiile bazice din Insulele Hawaii. Aici cantitatea de lavă eruptă este mare, creându-

se sub crusta oceanică subţire un spaţiu mare, gol ce trebuie închis, tinzând astfel ca acoperişul să se prăbuşească după traseul unor falii gravitaţionale.

- *Caldere de eroziune* apar în cazul când lărgirea craterului vulcanic se face prin eroziunea întreţinută de reţeaua hidrografică. Asemenea caldere sunt, de exemplu, în munţii vulcanici Harghita - Gurghiu -Călimani, dintre care menţionăm în special caldera dintre vârfurile Pietrosu şi Izvora, care a fost erodată de torenţii de la izvoarele pârâului Neagra Şarului (fig. nr. 5). Calderele de eroziune sunt mai numeroase, rolul factorilor externi de eroziune fiind deosebit de activ.

3.2. Produse vulcanice

3.2.1. *Produse lichide*

Sunt reprezentate prin lavele vâscoase sau fluide, după cum sunt acide sau bazice.

Lavele vâscoase, *acide*, au diferite aspecte ca lave cordate (franc. corde = frânghie, engl. ropy lava), având forme de frânghii răsucite; lave scoriacee (scorii), cu goluri, datorită expulzării gazelor. De exemplu, piatra ponce (spumă de mare, fr. pierre ponce, engl. pumice), formată dintr-o astfel de lavă, are aspect vacuolar şi pluteşte la suprafaţa apei. Alte lave sunt lucioase, sticloase, iar când răcirea se face brusc rezultă roci cu aspect de smoală. De exemplu, obsidianul (de culoare neagră), pechsteinul (verzui-roşcat), sunt sticle vulcanice cu aspect gras, cu luciu sticlos, uşoare, produse în condiţii subacvatice (prin încălzire expandează, mărindu-şi volumul).

Lavele fluide sunt bazice, dând curgeri întinse. Multe din lavele bazice au aspect de scorii, având proprietatea de a se degazeifica uşor. Lavele scoriacee, prin îngrămădire pot da blocuri de lave (engl. block lava). Se pot prezenta şi sub formă de lave cordate, netede, înainte de a se degazeifica (lava pahoehoe, denumire hawaiiană). Lavele bazice pot da separaţiuni de coloane hexagonale, verticale, cu aspect de tuburi de orgă (de exemplu, Vf. Laperrine, din masivul Hoggor, Detunatele din Munţii Apuseni). Lavele bazice apar sub formă de platouri (Podişul Dekkan, din India), la marginea cărora pot apărea trepte, termenul utilizat pentru astfel de formaţiuni fiind de trappe (termen bur-afrikaans). În cazul erupţiilor submarine, formele de pillows sunt caracteristice lavelor bazice. Sunt cazuri când aceste pillow-lava se formează sub cuvertura de gheaţă, rezultând proeminenţe de vulcanite, cum sunt de exemplu cele din Islanda, numite stapi.

3.2.2. *Produse solide*

Blocuri vulcanice - bucăţi de lavă rupte din rocile înconjurătoare din pereţii coşului. Sunt de dimensiuni ce depăşesc 6,4 cm. Bombele sunt bucăţi de lavă aruncate în aer, care în cădere iau aspecte fusiforme.

Lapilii (lat. Lapis, piatră) - bucăţi mici, ca pietricelele de lavă consolidată, cu dimensiune de 2-64 mm.

Nisipul vulcanic şi *cenuşa vulcanică* reprezintă o aglomerare de granule vulcanice de dimensiuni arenitice, sub 2 mm, ce poate pluti în aer timp mai îndelungat şi este eliminată de obicei înaintea erupţiilor.

Acumularea acestor produse vulcanice solide în apă sau subaerian formează depozite denumite tephra sau ejecta când nu sunt consolidate, sau piroclastite atunci când în majoritatea cazurilor sunt litificate. Formaţiunile ce iau naştere printr-un amestec de produse vulcanice de mărimi diferite poartă în general numele de *aglomerate vulcanice*.

Cenuşile, prin consolidare, eventual cu participarea lapililor, formează *tufurile vulcanice*. Ele poartă denumiri diferite, după tipul rocii din care provin (tufuri riolitice, tufuri dacitice, tufuri andezitice etc.) sau toponimice (tuful de Hădăreni, tuful de Dej, etc).

Amestecul de material vulcanic, cu material piroclastic şi epiclastic formează formaţiunile vulcanogen-sedimentare.

3.2.3. *Produse gazoase*

Gazele eliminate de vulcani în timpul erupţiei ating temperaturi până la 1360°C, având o compoziţie chimică complexă. Pe măsura depăşirii fazei de paroxism a erupţiei vulcanice, temperatura gazelor scade şi compoziţia chimică se simplifică. În final, compoziţia gazelor este alcătuită aproape exclusiv din CO_2.

Fumarolele uscate (lat. *fummus* = fum) sunt lipsite de apă, temperatura lor depăşind 374°C (temperatura critică a apei). Acestea conţin: azot (N), oxid de carbon (CO), hidrogen (H), metan (CH_4), vapori de clorură de sodiu (NaCl) şi clorură de potasiu (KC1), oxid de cupru (CuO). Fumarole formează prin sublimare, pe marginea craterului sau la suprafaţa bombelor aruncate, eflorescente de sare gemă (NaCl), silvină (KCl) şi tenorit (CuO).

Fumarolele acide sunt emanaţii de gaze ce cuprind hidrogen sulfurat (H_2S), bioxid de sulf (SO_2), bioxid de carbon (CO_2), vapori de apă. Temperatura acestor fumarole este apropiată de temperatura critică a apei. Aceste fumarole acide dau eflorescente de cloruri de fier (FeCl, $FeCl_3$), de cupru, de culori deschise, vii (verde, albastru, roşcat), sau eflorescente de fier oligist (Fe_2O_3).

Fumarolele alcaline conţin clorură de amoniu (NH_4Cl), hidrat de amoniu (NH_4OH), amoniac (NH_3), vapori de apă şi bioxid de carbon. Clorură de amoniu apare sub forma pulberilor sublimate. Temperatura acestor fumarole este de 400-100°C. Astăzi se cunoaşte o activitate fumaroliană legată de Vulcanii Demavent şi Taftan din Iran, activitate începută încă din Eocenul superior. Fumarole submarine s-au semnalat în prezent în Golful Levante, unde se află Insula Vulcano. Aceste emanaţii dau concentraţii de marcasită şi pirită.

Solfatarele (după lacul de sulf numit la Solfatara, de lângă Pozzuolli din Italia). Sunt emanaţii în special de bioxid de sulf (SO_2), acid sulfuros sub formă de vapori (H_2SO_3) şi acid sulfuric (H_2SO_4), ultimul mai stabil. Se adaugă vapori de apă şi concentraţii de sulf (La Soufiere în Guadelupa şi Coppiapo la graniţa dintre Chile şi Bolivia), de realgar (As_2S_3) şi auripigment. La noi în ţară, urme ale activităţii solfatariene s-au manifestat la Gura Haitii (concentraţii de sulf), Siriu (valea Buzăului - manifestări sulfuroase), depozitele miocene ale Subcarpaţilor (concentraţii de celestină).

Mofetele sunt emanaţii de bioxid de carbon (CO_2 cu temperatura sub 40°C), ce continuă şi după încetarea propriu-zisă a activităţii vulcanice. La noi în ţară, în zona Tuşnad sunt astfel de emanaţii în peşteri mici (Puturosul). Destul de frecvent se amestecă cu apa subterană, înainte de a ajunge la suprafaţă, dând apele carbogazoase, cu mare răspândire în România (Borsec, Malnaş, Biborțeni etc). Emanaţiile mofetice de la noi din ţară se datorează lanţului vulcanic Harghita - Gurghiu - Călimani - Ţibleş şi se extind mult şi în afara lanţului vulcanic.

3.3. Tipurile de manifestări vulcanice

Tipurile de manifestări vulcanice sunt condiţionate de compoziţia chimică a lavelor (acide sau bazice), volumul şi tipul gazelor asociate şi parametrii fizico-mecanici ai rocilor înconjurătoare.

Lavele acide sunt mai vâscoase, cu un conţinut mare de SiO_2 dar şi în tectosilicaţi (gupări de SiO_4^{4-}, asociate în spaţiu) cu temperatură ridicată de topire. Lavele bazice sunt mai bogate în nesosilicaţi (tetraedrii izolaţi de SiO_4) şi sărace în SiO_2, sunt fluide, dau curgeri întinse şi se degazeifică uşor. în opoziţie cu erupţiile liniştite ale lavelor bazice, erupţiile lavelor acide sunt explozive, cu produse solide, cenuşă vulcanică.

3.3.1. Tipuri de erupţii

În general, lavele ies la suprafaţă în zonele de minimă rezistenţă a crustei, acolo unde sunt fracturi adânci sau unde se intersectează faliile (vezi Vulcanul Kliucevscaia), precum şi în zonele de subţiere a crustei. Sunt cunoscute astfel trei tipuri principale de erupţii vulcanice.

a. ***Erupţie centrală,*** produsă în zona de intersecţii de falii, în „T" sau în „V", sau prin perforarea formaţiunilor geologice. Se caracterizează printr-un aparat vulcanic cu un coş de alimentare, terminat frecvent cu un con vulcanic la suprafaţă (Vulcanul Kliucevskaia din Kamciatka).

b. ***Erupţie lineară***, produsă pe traseul faliilor şi fracturilor. Structurile vulcanice care iau naştere sunt alungite, cu importante curgeri de lave, de o parte şi de alta a fracturii sau a faliei. Un exemplu este linia de erupţii Laki din Islanda, care cuprinde şi cel mai important vulcan din această insulă, Hekla. După A. Rittman (1934), într-o zonă vulcanică importantă erupţiile au la început un caracter linear, apoi devin punctuale după cicatrizarea unor fracturi. Pentru ţara noastră această idee a fost dezvoltată şi aplicată de I. Atanasiu (1946) pentru explicarea erupţiilor din lanţul vulcanic Harghita - Călimani - Ţibleş - Oaş.

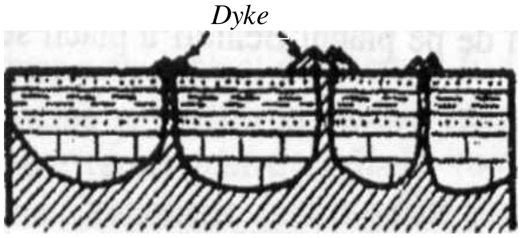


Fig. nr. 6 - Erupţie liniară străbătând roci sedimentare mai vechi, fracturate (după V. Lăzărescu, 1980).

c. ***Erupţia areală*** este caracteristică unor revărsări de lave pe zone largi, nu numai de-a lungul faliilor ci şi pe alte crăpături. Aceste erupţii sunt legate de scufundările unor blocuri întregi ale crustei, între fracturi, curgerile de lave generând platourile de bazalte (de exemplu, platoul Dekan - India, platoul bazaltic din Islanda).

În urma erupţiilor vulcanice şi în funcţie caracterului acestora (exploziv, liniştit, mixt) iau naştere la suprafaţă aparate vulcanice, curgeri de lave, depuneri piroclastice şi cruste carbonatice, sulfatice, etc., cu o morfologie condiţionată de domeniile subaerian sau submarin în care au loc manifestările.

3.3.2. Tipuri de manifestări subaeriene

a. *Tipul hawaiian* este de tip oceanic cu lave bazice fluide, cu revărsări şi curgeri de lave în cantitate mare, formând uneori cascade ce se revarsă în ocean. Conul vulcanic are pante line (5-10°), cu extindere pe o suprafaţă mare, cu înălţime absolută mare (cea 10000 m Vulcanul Mauna Loa). Asemenea vulcani poartă denumirea de vulcani scut (engl. shield vulcano), având aspectul unui scut rotund. În centru se află o depresiune largă, care nu mai are aspectul unui crater, ci de calderă de prăbuşire (fig. nr. 7), cu o lărgime de 30-40 km. Exemple tipice sunt Vulcanii Mauna Loa şi Kilauea din Arhipelagul Hawaii, iar Mauna Kea este un uriaş vulcan stins. În aceeaşi insulă principală a arhipelagului, vulcanul Hale'Mau'Mau are o calderă foarte largă ce are în mijloc un lac de lavă la fel ca şi în caldera Vulcanului Kilauea. Lavele, fiind fluide, se degazeifică uşor, produc jerbe de topituri incandescente fără piroclastite solide (bombe, lapilii). În timpul degazeificării lavei se produc pe suprafaţa acesteia umflături care se sparg în partea superioară, luând aspectul unor „coşuri de fum", denumite hornitos. De asemenea, picături fine de lavă sunt aruncate în aer, formând fire subţiri, numite „părul lui Pele" (Aa) sau având forme alungite, numite „lacrimile lui Pele" (zeitate hawaiiană a focului).

b. *Tipul strombolian* (fig. nr. 7) conţine lave bazice, cu erupţii foarte regulate în antichitate (o dată la două ore), fiind asemănat cu un far al Mediteranei. Denumirea acestui tip de vulcanism s-a dat după vulcanul din Insula Stromboli din Aripelagul Insulelor Lipari sau Eoliene, situat la nord de Sicilia. Erupţiile dau curgeri, dar şi bombe şi lapili, care formează pe pantele conului o succesiune de asemenea produse vulcanice, în mod alternativ. Pantele sunt mari (30-40°), iar

crustele de lavă se sparg, se rup şi alunecă pe pantă, dând un zgomot tipic, asemănător puhoaielor de apă cu gheaţă. Craterul este de dimensiuni reduse, scoate permanent o coloană continuă de gaze incolore, emiţând uneori şi bucăţi de lavă incandescentă, care, fiind aruncate la înălţimi mari, capătă un aspect fusiform în timpul căderii pe pământ (bombe).

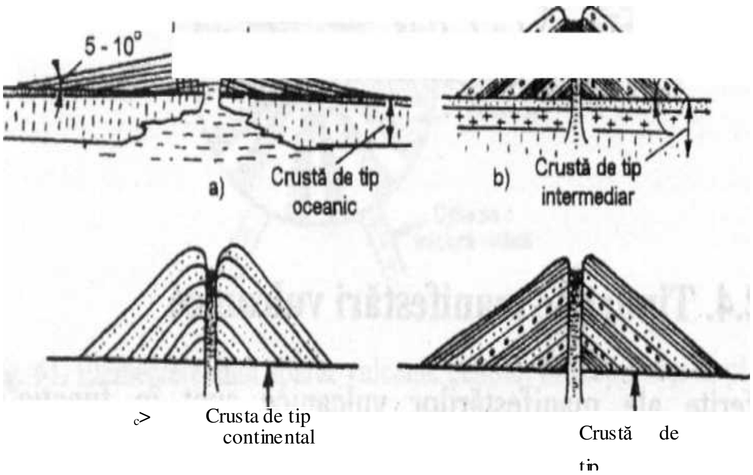


Fig.. nr. 7 - Tipuri de aparate vulcanice (în secţiune verticală) generate de manifestări hawaiiene (a), stromboliene (b), vulcaniene (c) sau mixte (d).

c. ***Tipul vulcanian*** (fig. nr. 7) are lavă acidă sau intermediară, erupţiile fiind explozive, cu lavă ce provine dintr-o zonă adâncă de crustă continentală. Denumirea tipului de vulcanism vine de la Volcano din Insulele Lipari (la romani, zeul focului). La sfârşitul fiecărei erupţii, lava fiind vâscoasă formează un dop pe coşul vulcanic, ce este aruncat în aer de erupţia următoare, când ia naştere cenuşa vulcanică prin sfărâmarea masei dopului. Erupţiile sunt violente, provocând cutremure, iar coloana de gaze, de culoare cenuşie, datorită cantităţii mari de cenuşă se ridică până la 3000-4000 m înălţime. La această înălţime, coloana de cenuşă se lăţeşte, producând ploi de cenuşă şi descărcări electrice. Conul aparatului vulcanic este alcătuit din strate de cenuşă ce se transformă în tufuri, cu pante abrupte pe care se produc avalanşe uscate, ce produc şanţuri de tip barrancos. Asemenea avalanşe se produc şi în interiorul craterului, iar repetarea fenomenului face ca în partea superioară stratele de cenuşă să prezinte o îndoitură spre centrul craterului, fiind o particularitate a acestui tip vulcanian.

d. ***Tipul Bandai San*** (vulcan japonez ce a erupt în 1888, după un mileniu de linişte) este puternic exploziv, cu lavă acidă, care aruncă în aer nu numai dopul coşului vulcanic, dar şi partea superioară a conului. Amintim aici erupţia din 1883 a Vulcanului Krakatoa, din arhipelagul cu acelaşi nume. Aceasta este cea mai puternică erupţie cunoscută, care a aruncat în aer jumătatea nordică a Insulei Rakata, iar cenuşa a ajuns în stratosfera. Erupţia a fost auzită la 800 km distanţă, a provocat un val mare ce a străbătut Oceanul Indian şi Oceanul Pacific la distanţă mare, iar curenţii laterali au transportat cenuşa până deasupra Parisului şi Stokholmului. Temperatura medie a planetei a scăzut simţitor în acel an. Valul produs seismic, se numeşte tsunami. După 44 de ani de la erupţie a apărut în mijlocul Arhipelagului Krakatoa o insulă de lavă vulcanică, Anak Rakata (fiul lui Rakata), cu un lac de lavă incandescentă în mijloc, reprezentând probabil un con vulcanic secundar în mijlocul calderei ce are un diametru de aproximativ 10 km. Se pot produce de asemenea erupţii de gaze dense, care formează nori arzători.

e. ***Tipul plinian*** (fig. nr. 7) este asemănător tipului Bandai San, dar după explozia bogată de cenuşă urmează numeroase curgeri de lavă. Este o alternanţă de erupţii de tip vulcanian şi strombolian. Exemplul tipic este Vezuviul, denumirea fiind dată după descrierea catastrofală a

Vezuviului făcută de Pliniu cel Tânăr din anul 79 e.n. Vulcanul Vezuviu are o calderă largă, numită Monte Somma, în centrul căreia este vulcanul propriu-zis, Monte Nuovo, apărut în anul 1588, către care trecerea se face printr-o şa numită Attrio del Cavallo. Pantele conului sunt abrupte, alcătuite dintr-o succesiune alternantă de piroclastite solide (bombe, lapilii) şi curgeri de lave (lave scoriacee, cordate). Atrio del Cavallo este umplut cu lavă cordată şi scoriacee şi cu o cantitate mare de cenuşă. Erupţia puternică a acestui vulcan din anul 79 e.n. a aruncat în aer o cantitate mare de cenuşă, a provocat ploi puternice care au dat torenţi de noroi ce au acoperit oraşele Pompei şi Herculanum. La finele erupţiei a avut loc o revărsare de lavă. Erupţia s-a produs probabil noaptea, căci multe din trupurile pietrificate la Pompei şi Herculanum erau în poziţie culcată sau şezând. Astăzi, aceste două localităţi sunt muzee arheologice, mărturie a catastrofei Vezuviului. Vulcanul a mai erupt şi în alte perioade, de exemplu în 1932-1936, iar astăzi emite vapori de apă şi gaze toxice.

f. *Tipul peleean* (Montagne Pele din Insula Martinica - Antilele Mici). Erupţia importantă a fost în 1902. Aici activitatea a început prin revărsarea lacului din vechiul crater sub forma unui şuvoi de noroi şi apă. S-a ridicat apoi din crater un „ac vulcanic" sub formă de stâlp, o extruziune solidă, până la înălţimea de 476 m deasupra muntelui. Ulterior în acest ac vulcanic au apărut crăpături din care au ieşit gaze, vapori de apă supraîncălziţi şi cenuşă (fig. nr. 8). Aceste gaze au format în domul vulcanic un nor gros şi dens, fierbinte, ce a distrus portul St. Pierre şi populaţia lui (nori arzători = franc, nuees ardentes).

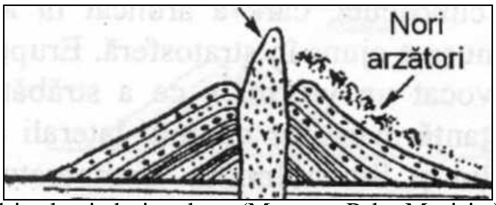


Fig. nr. 8 - Structura aparatului vulcanic de tip peleean (Montagne Pele - Martinica) (după V. Lăzărescu, 1980).

Prin acest tip de vulcanism s-au putut explica apariţia domurilor vulcanice (puy-urile) de la nord de Masivul Central Francez, Regiunea Auvergne (Puy de Dome). Erupţii asemănătoare s-au produs şi în Alaska (Katmai, 1912), Kamciatka (Bezumianîi, 1956), etc. Aici au luat naştere cinerite speciale cu aspect de tufuri sudate, care au explicat formarea ignimbritelor (tufuri silicifiate cu textură şistoasă) descrise în Noua Zeelandă şi în alte zone

g. *Tipul maar* este caracterizat prin erupţii de gaze cu sfărâmături de roci. Structura unui astfel de tip se reduce la un coş umplut cu brecii vulcanice (neck), geomorfologic concretizându-se într-o depresiune circulară, umplută uneori cu apă. Acest tip este denumit ***maar*** după regiunea Eifel din Germania. Asemenea vulcani se găsesc şi în nordul Angliei (zona Golfului Firth of Forth) şi în Africa de Sud (regiunea Kimberley). în regiunea Kimberley apar neck-uri umplute cu brecii vulcanice bazice gălbui, numite yellow ground, către suprafaţă, fiind alterate şi blue ground, în adâncime, nealterate, unde se găsesc diamante. Exploatările miniere sunt foarte adânci (peste 3000 m) şi au arătat că secţiunea transversală a neck-urilor diamantifere trece gradat de la una circulară la suprafaţă, la forme eliptice în adâncime.

3.3.3. Tipuri de manifestări submarine

Manifestările vulcanice submarine sunt destul de frecvente, mai bogate decât pe uscat, dar sunt mai puţin cunoscute. Vulcanismul submarin are un caracter intermediar în apropierea continentului (linia andezitului - denumire veche - în Oceanul Pacific de Vest) şi în mările închise şi caracter bazic şi ultrabazic în zonele de larg şi în dorsale.

Vulcanismul submarin se caracterizează printr-o mare bogăţie în cenuşă, produsă în special în erupţiile de până la 500 m adâncime. Explicaţia este dată de faptul că se produce o evaporare bruscă a apei

marine, vaporii se amestecă intim cu lava ce se fragmentează fin, generând cantităţi imense de cenuşă vulcanică (A. R. Mc Birney, 1963), cum au fost cele date de erupţia Vulcanului Capelhincos din Arhipelagul Azore, din 1957.

La adâncimi mai mari de 900-1700 m, în funcţie de temperatura lavelor, se realizează o egalizare a presiunii acestora şi a presiunii critice a vaporilor de apă, ce împiedică dezvoltarea manifestărilor vulcanice explozive. La aceste adâncimi mari erupţiile submarine se transformă în revărsări de lavă, ce dau curgeri care se degazeifică repede pe suprafeţe echipotenţiale, de forma unor calote semisferice sau sferice. Suprafaţa acestor curgeri submarine are aspect de „pillow-lava", reprezentând nişte lentile rotunjite de forma unor perne (engl. pilow = pernă) dispuse dezordonat (fig. nr. 9).



Fig. nr. 9 - Pillow-lava, în secţiune (curgere submarină)
(după Ch. Longwell & R. Flint, 1963; fide V. Lăzărescu, 1980).

La noi, asemenea curgeri submarine, cu aglomerări de pillow-lava, se întâlnesc în masivul Niculiţel (Mănăstirea Cocoşu), unde roci bazice (melafire şi diabaze) de vârstă triasică sunt dispuse alternant cu calcare tipic marine (la fel în cariera Revărsarea-Isaccea). Curgerile submarine intră repede în alterare chimică datorită agresivităţii apei marine, dar şi datorită chimismului activ al lavelor în curs de consolidare. Astfel, sticlele vulcanice bazice se transformă într-un tuf vitro-clastic, denumit palagonit. La fel, lavele răcite în adâncime sunt acoperite cu argilă roşie abisală. În aceste zone se formează şi diatomite şi radiolarite, datorită dezvoltării explozive a florei şi faunei microscopice silicioase. De asemenea iau naştere noduli de oxizi de mangan, cu sâmbure de sticlă bazaltică. Uneori conurile submarine ale vulcanilor înalţi sunt retezate prin eroziunea foarte activă a curenţilor formând vulcani de tip guyot, pe care se dezvoltă recifi sau atoli. Când vulcanii submarini depăşesc suprafaţa apei, generându-se lanţuri de insule vulcanice (Insulele Hawaii, Azore ş. a.).

3.4. Manifestări postvulcanice

După încetarea fenomenelor propriu-zis vulcanice, fenomenele ce provin din acest vulcanism activ, continuă sub forma unor manifestări diferite:

Mofetele - emisiuni gazoase de CO_2 (au fost tratate la produsele gazoase);

Soffionii - ejectări de vapori de apă supraîncălziţi, semnalate în regiunea Toscana din Italia, în jurul localităţilor Sarderella şi Voltera. Au temperatură în jur de 200°C şi sunt expulzaţi pe fracturi. Sunt utilizaţi la termocentrale pentru încălzire şi pentru energie electrică. Soffionii, după ce se lichefiază şi cad pe pământ, se adună în depresiuni denumite lagoni unde precipită sassolinul (H_3BO_3 - acidul boric) şi boraxul ($Na_2B_4C_7.10\,H_2O$).

Geyserele (Geyser, după numele lor islandez) - izvoare termale cu temperatură de 100°C. Aceste izvoare apar în zone vulcanice, pe fracturi, prin colectarea apelor meteorice şi a apelor subterane supraîncălzite. Geyserele funcţionează pe principiul sifonului termic, când apar şi vaporii din partea inferioară a izvorului, se încălzesc la temperatura de 110-120°C. Presiunea realizată la această temperatură învinge coloana de apă rece colectată în canalul izvorului, producând erupţia. Geyserele funcţionează cu intermitenţă. Se întâlnesc în Islanda, S.U.A. (Yellowstone Park, cu geysere ca Mammouth, Old Faithful etc), Kamciatka, Noua Zeelandă, etc. În jurul geyserelor se depune geyseritul (format din opal - SiO_2 amorf şi hidratat) şi în ele trăiesc o serie de organisme cum ar fi Oscillatoria (algă albastră).

*Izvoarele termale s*e găsesc în zonele vulcanice. Apa dizolvă în drumul ei săruri, mineralizându-se. Sunt frecvente la noi în ţară, în Islanda, etc.

3.5. Predicţia erupţiilor vulcanice

Asemenea încercări sunt foarte numeroase, dar rezultatele sunt încă departe de prognoze precise. încercările de prevedere a erupţiilor vulcanice sunt elemente de interdisciplinaritate, urmărindu-se în general patru direcţii: zonarea vulcanică, fenomene geochimice, fenomene geofizice, schimbări geodetice.

- *Zonarea vulcanică* presupune stabilirea zonelor periculoase la fiecare vulcan, pentru curgerile de lavă sau direcţia vântului dominant, pentru erupţiile de gaze.

- *Fenomene geochimice* se referă la modificarea în timp a compoziţiilor gazelor şi a apei din interiorul craterului şi în afara lui. De exemplu, raportul S^{2-}/Cl^{-} când creşte de la mai puţin de 1 la 7-8 se anunţă un paroxism, la fel ca şi trecerea de la activitatea mofetică (40°C) la cea fumaroliană (374°C).

- *Fenomene geofizice* se referă la creşterea temperaturilor şi a fluxului termic, scăderea rezistivităţii electrice în substratul unei regiuni, schimbări în câmpul geomagnetic sau gravitaţional local. De asemenea, urmărirea activităţii seismice locale pe fondul unei vibraţii vulcanice, ce poate fi continuă (armonică) sau episodică (spasmodică), reprezintă un element important de control vulcanologic.

- *Schimbările geodetice* (*topografice*), reprezentate prin ridicări lente urmate de coborâri rapide, anunţă o erupţie iminentă. Aceste observaţii se fac pe aparatul vulcanic. Deplasările orizontale sunt mai greu de urmărit. Asemenea mişcări orizontale sunt mai vizibile în zona gja-urilor (crăpături lungi) din Islanda, după cum aceste rupturi se deschid sau se închid.

Toate aceste modificări preparoxismale se observă mai uşor la manifestările vulcanice puţin adânci, ca de exemplu în zona calderei vulcanice Kilauea. În cazul vetrelor adânci şi la vulcanii continentali, toate aceste schimbări se percep mai greu sau foarte greu. De aceea prognoza unei erupţii este greu de stabilit, fiind necesară o aparatură complexă, observaţii îndelungate, computerizate şi un personal numeros şi foarte bine instruit.

4. Structura şi textura rocilor magmatice

4.1. Structura

Noțiunea de structură desemnează raporturile dintre constituienții (mineralele) rocilor magmatice, referindu-se la:

- *gradul de cristalinitate* - adică raportul cantitativ dintre componenții cristalizați și componenții necristalizați care caracterizează agregatul mineral (roca);
- *gradul de idiomorfism* - adică raportul dintre componenții idiomorfi și cei xenomorfi (alotriomorfi) care caracterizează agregatul mineral (roca);
- *dimensiunea absolută* a componenților cristalini ai rocii;
- *dimensiunea relativă* a componenților cristalini ai rocii.

4.1.1. După ***gradul de cristalinitate***:

- ***structură holocristalină*** au toată masa complet cristalizată (cazul rocilor intruzive: granite - gabbrouri);
- ***structură hipocristalină*** alcătuite atât din cristale cât şi din sticlă (cazul unor rocii efuzive: (bazalte - riolite);
- ***structură hialină*** (vitroase = sticloase) care au întreaga masă necristalizată (cazul sticlelor vulcanice: obsidiana, piatra ponce, etc).

4.1.2. După ***gradul de idiomorfism***:

- *structura panidiomorfă* - agregat alcătuit în întregime de minerale idiomorfe;
- *structura hipidiomorfă* - agregat alcătuit din minerale idiomorfe și xenomorfe;
- *structura alotriomorfă* - agregat alcătuit numai din minerale xenomorfe.

4.1.3. După ***dimensiunea absolută a cristalelor***:
- *structură faneritică* - cu cristale vizibile cu ochiul liber, mai mari de **0,2 mm;**
- ***structură afanitică*** - cu cristale invizibile cu ochiul liber, mai mici de **0,2 mm.**

4.1.4. După ***dimensiunea relativă a cristalelor***:
- ***structură echigranulară*** - componenții rocii au dimensiuni relativ egale;
- ***structură inechigranulară*** - componenții rocii au dimensiuni foarte variate.

4.2. Textura

Noțiunea de textură se referă la dispoziția în spațiu și modul de umplere a spațiului unui agregat mineral de către componenții minerali, aranjament rezultat în procesul de solidificare a magmelor și lavelor.

4.2.1. În funcție de **orientarea spațială a componenților în agregat**:
- ***textură masivă*** - componenții nu prezintă nici o tendință de orientare în spațiu;
- ***textură fluidală*** - iau naștere în cazul solidificării în procesul de curgere a lavelor, mineralele avînd o dispoziție laminară sau în șlire;
- ***textură radiară*** - rezultă o dispoziție radiară a componenților.

4.2.2. În funcție **de modul de ocupare a spațiunui din agregat**:
- ***textură compactă*** - spațiul din agregat este ocupat integral de minerale cristalizate sau necristalizate rezultate în procesul de solidificare a magmelor și lavelor;
- ***textură vacuolară*** (*scoriacee, veziculară*, *celulară*) - apare în condițiile pierderii rapide a elementelor volatile sau a contracțiilor în procesul de răcire rapidă a lavelor, rezultînd o serie de spații libere în masa rocii (o textură tip burete). Dacă ulterior, datorită circulației soluțiilor, spațiile sunt umplute complet cu minerale, se formează ***texturile amigdaloide***.

Modul şi adâncimea la care s-au consolidat magmele sunt reflectate în structura rocilor plutonice şi vulcanice. În funcţie de felul în care s-a produs scăderea temperaturii (lent sau rapid), corelat şi cu adâncimea la care a avut loc procesul de solidificare rezultă diferite tipuri de structuri:
- *structurile faneritice şi holocristaline* - rezultă la adâncime, în condiţiile variaţiei lente a temperaturii si presiunii;
- *structurile afanitice, hipocristaline şi vitroase* - iau naştere în general la suprafaţă sau la adâncimi reduse, prin variaţia rapidă a temperaturii şi presiunii.

Pe lângă structurile enumerate se mai pot forma şi alte tipuri de structuri definite în funcţie de raporturile dintre masa cristalizată şi cea necristalizată din rocă şi de modul de dezvoltare a mineralelor cristalizate. De ex. la cca. 750-700^{0}C, faza gazoasă ajunge la o presiune suficient de mare încât să determine fluidele fierbinţi să părăsescă rezervorul magmatic şi să circule prin sistemele de crăpături (fisuri şi falii) din roci nou formate sau din pereţii rezervorului. În acest mod se depun o serie de minerale denumite generic, *depuneri pegmatit-pneumatolitice*. În aceste condiţii se formează ***structura pegmatitică*** cu megacristale de mică, feldspat, turmalină şi cuarţ.

5. Clasificarea rocilor plutonice şi vulcanice

În urma consolidării magmelor şi lavelor se formează roci plutonice şi vulcanice alcătuite din faze minerale solide cristalizate sau amorfe (vitroase-sticloase). Clasificarea rocilor magmatice şi vulcanice se face în funcţie de mai multe criterii, cele mai uzuale se referindu-se la (fig. 10):
- domeniul de consolidare în raport cu suprafaţa topografică terestră;
- structura rocilor;
- compoziţia mineralogică;

- compoziţia chimică;
- modul de formare

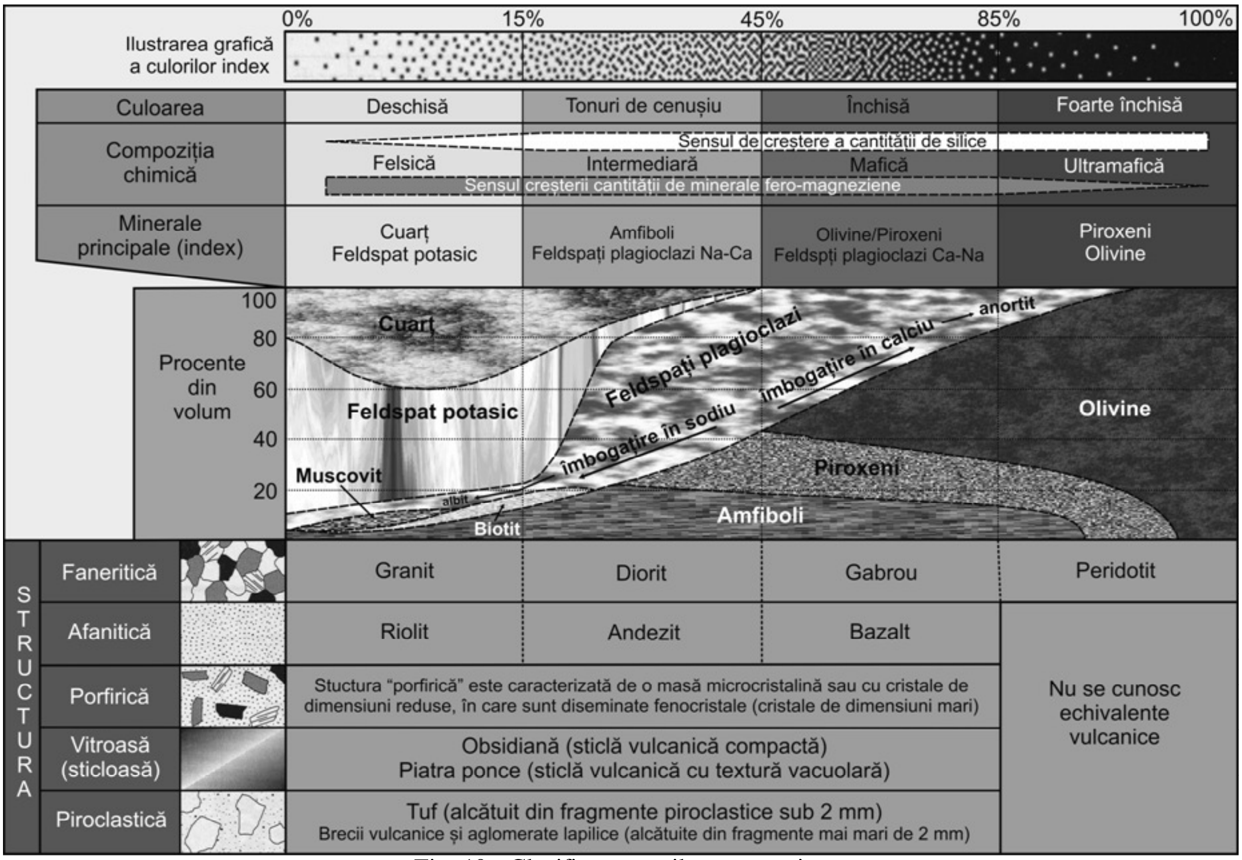


Fig. 10 - Clasificarea rocilor magmatice

5.1. Din punct de vedere al ***compoziţiei chimice***, după conţinutul în SiO_2, rocile magmatice se clasifică în:

- *acide* cu conţinuturi de $\mathbf{SiO_2}$ de peste **63** %, în care cuarţul este asociat cu minerale cum sunt *feldspaţii, micele*, *amfibolii*, etc., de ex. *granitele* şi *riolitele*;

- *neutre* cu conţinuturi de $\mathbf{SiO_2}$ cuprins între **52** % şi **63** % în care cuarţul liber lipseşte, în schimb sunt prezenţi silicaţi diverşi (de ex. *andezitele*);

- *bazice* în care conţinutul în $\mathbf{SiO_2}$ este de **45 % - 52 %,** lipsite de cuarţ, dar bogate în silicaţi feromagnezieni, de ex. *bazaltele*;

- *ultrabazice* caracterizate prin conţinuturi în $\mathbf{SiO_2}$ cuprinse între **30** % şi **45** % şi prevalenţa *olivinei*, aşa cum se întâmplă la *peridotite*. Se cunosc în domeniul continental numai în în zonele profunde al scoarţei, la contactul crustei cu astenosfera şi în domeniul rifturilor oceanice.

5.2. Ţinând seama de ***structură*** rocile magmatice se clasifică astfel:

a. După ***gradul de cristalizare***, în special proporţia de sticlă:

- ***roci holocristaline*** au toată masa complet cristalizată, aşa cum sunt rocile plutonice (granite, gabbrouri etc);

- ***roci hipocristaline*** alcătuite atât din cristale, cât şi din sticlă, ca în cazul unor rocii efuzive (andezite, riolite etc.);

- ***roci hialine*** (vitroase = sticloase) care au întreaga masă sticloasă, lipsită de cristale, cum sunt sticlele vulcanice, obsidiana şi piatra ponce.

b. După ***dimensiunea absolută a cristalelor*** (fig. nr. 10):
- *roci faneritice* cu cristale vizibile cu ochiul liber, mai mari de **0,2 mm;**
- ***roci afanitice*** cu cristale invizibile cu ochiul liber, mai mici de **0,2 mm.**

Rocilor *plutonice* le sunt caracteristice structurile faneritice, holocristaline, datorită faptului că s-au consolidat la adâncimi mari, unde răcirea lor a fost lentă, ceea ce a permis cristalizarea completă. În schimb, rocilor *vulcanice* formate la /sau aproape de suprafaţă, le sunt caracteristice structurile hialine şi afanitice, determinate de o răcire rapidă.

5.3. *Clasificarea mineralogică* (fig. nr. 11) - având în vedere că la alcătuirea mineralogică a celor mai multe dintre rocile magmatice participă următoarele grupe de minerale: **Q** - minerale din grupul SiO_2, **A** - feldspaţi alcalini, **P** - feldspaţi plagioclazi, **F** - feldspatoizi şi **M** - silicaţi mafici fero-magnezieni (*olivine*, *piroxeni*, *amfiboli* şi *biotit*), şi că grupele Q şi F sunt incompatibile în aceiaşi rocă, rezultă că în clasificarea unei roci magmatice este suficient să fie luate în calcul patru grupe de minerale (fig. 11)

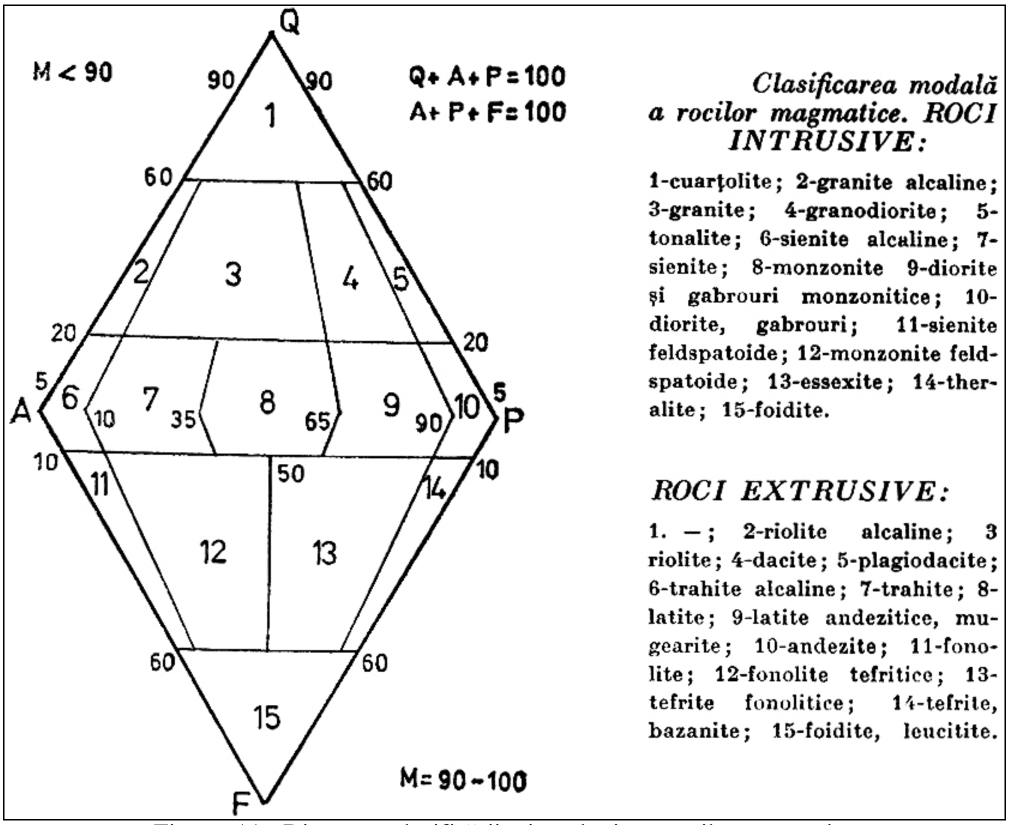


Fig. nr. 11 - Diagrama clasificării mineralogice a rocilor magmatice
(prelucrare după, An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, 2001 şi Prelegeri Igneous Petrology, 2003)

6. Distribuția asociaților de roci magmatice în raport cu aliniamentele tectogenetice

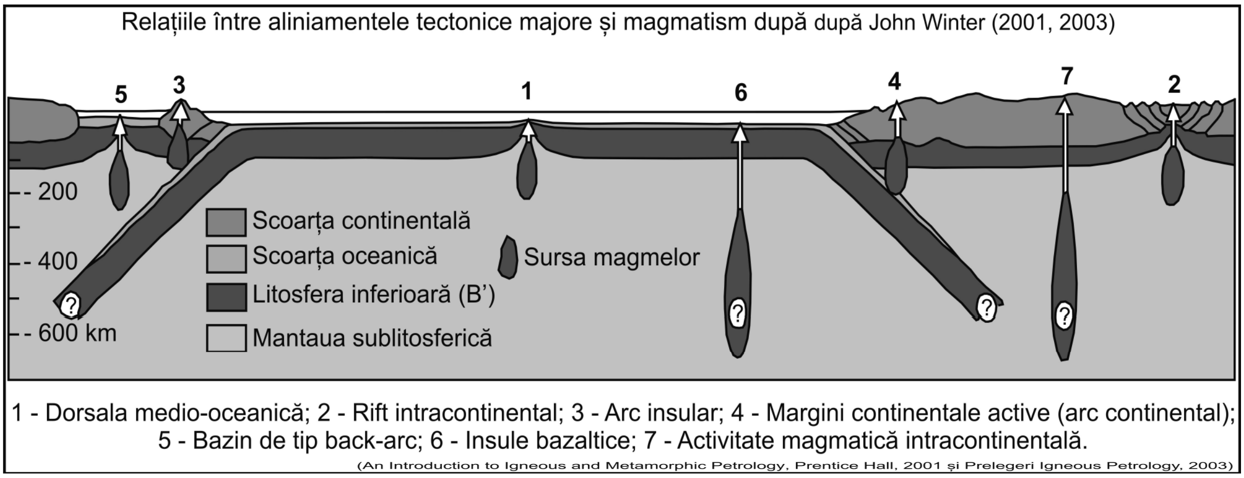


Fig. 12 - Secțiune cu figurarea aliniamentelor tecto-genetice majore

1 – roci bazaltice de tip MORB (Basalts on Mid-Ocean Ridges; magmatism asociat rifturilor și dorsalelor medio-oceanice)

2 – formațiuni vulcanogen-sedimentare (magmatism asociat rifturilor continentale)

3 – roci intermediare și bazaltice (magmatism asociat zonelor de subducție; de tip arc insular)

4 – roci intermediare și acide (magmatism asociat zonelor de subducție; de tip arc continental)

5 - roci bazice (bazin back-arc)

6 – roci bazaltice de tip OIB (Ocean Island Basalts; magmatismul asociat domurilor de manta = hot-spot = puncte fierbinți; magmatism intraplacă cu scoarță oceanică) .

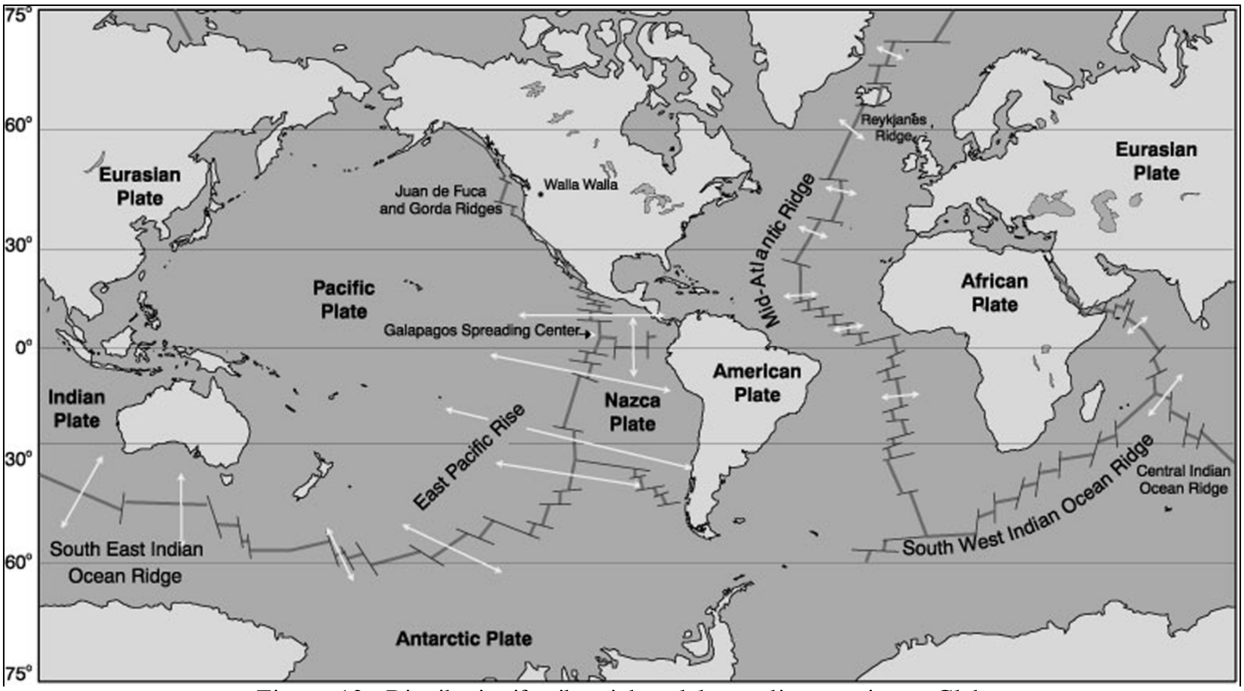


Fig. nr. 13 - Distribuția rifturilor și dorsalelor medio-oceanice pe Glob

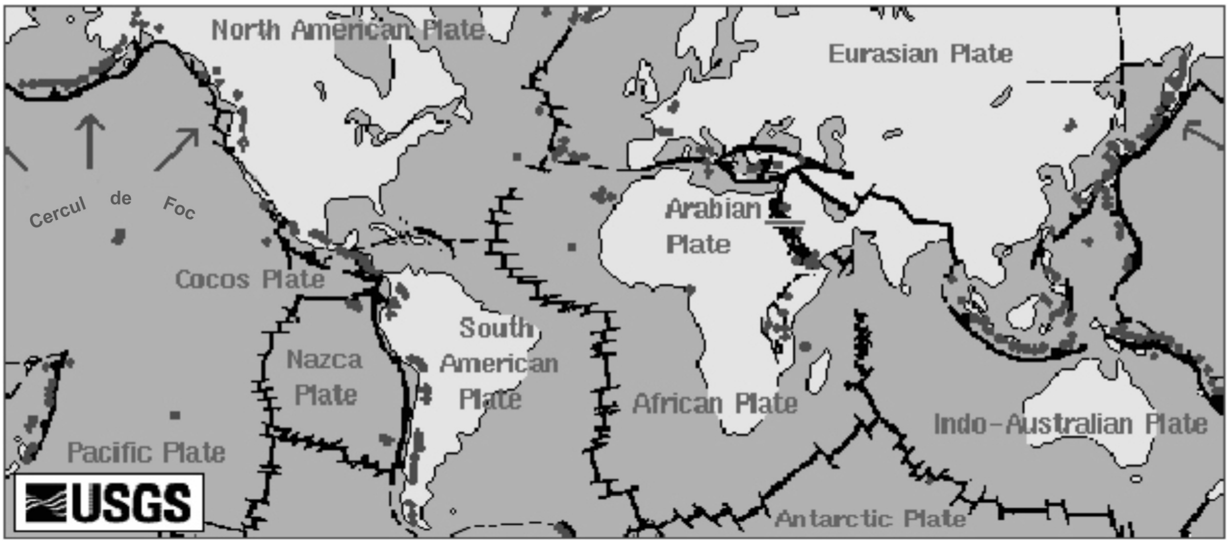


Fig. nr. 14 - Distribuția aliniamentelor vulcanice pe Glob

IV. NOŢIUNI DE PETROLOGIE

IV.2. PROCESE ŞI ROCI SEDIMENTARE

Procesele şi fenomenele geologice rezultate din interacţiunea învelişurilor externe ale Pământului, adică dintre *scoarţa terestră*, *atmosferă*, *hidrosferă* şi *biosferă* sunt cunoscute ca ***procese şi fenomene exogene***. Sursele de energie ale proceselor şi fenomenelor exogene sunt: căldura şi lumina solară, atracţia gravitaţională a Pământului, atracţia Lunii şi a Soarelui, căderile de meteoriţi.

Procesele şi fenomenele exogene determină ***dezagregarea*** şi ***alterarea rocilor*** care alcătuiesc formele pozitive ale reliefului terestru, ***transportul*** fragmentelor (***clastelor***) rezultate din dezagreegarea rocilor preexistente şi ***sedimentarea*** (***acumularea***) lor în zonele depresionare denumite ***bazine de sedimentare.*** În bazine se acumulează sedimentele din care prin diageneză se formează o grupă genetică de roci sedimentare, ***rocile clastice*** (***detritice***) (*conglomerate*, *gresii*, *siltite*, *marne* şi *argile*, etc.). La acestea se adaugă ***rocile de precipitaţie chimică*** (*calcare*, *dolomite*, *silicolite*, *evaporite*, etc.) şi rocile formate ca urmare a activităţii biotice (organismelor) (*calcare organogene*, *cărbuni*, *petrol*, *gaze*, etc.).

Comparativ cu procesele magmatice, desfăşurate la temperaturi ridicate, procesele şi fenomenele exogene se defăşoară la „***temperaturi normale***" pentru partea superioară a scoarţei terestre.

Ulterior procesului de acumulare, sedimentele sunt supuse transformărilor fizico-chimice de compactare, cimentare, etc., care constituie ***procesul de diageneză*** şi care are drept finalitate transformarea acestora în ***roci sedimentare cimentate***. Totalitatea rocilor sedimentare alcătuieşte ***stratisfera*** care acoperă peste ***75*** *%* din suprafaţa globului terestru.

1. Sistemele de sedimentare

Procesele petrogenetice sedimentare includ acele procese fizice, chimice şi biotice care se desfăşoară în sistemele de sedimentare de la suprafaţa terestră, alcătuite din subsistemele: *aria sursă – agenţii de transport – bazin de sedimentare.* Acestea acţionează atât în stadiul de sedimentare (formarea componenţilor rocilor sedimentare, transportul şi acumularea sedimentelor), cât şi în cel de diageneză (produc transformarea fizico-chimică a sedimentelor şi formarea rocilor sedimentare cimentate).

Sistemele de sedimentare se clasifică după natura procesele sedimentogenetice predominante care le controlează și a produselor sale (rocile sedimentare), rezultând sisteme clastice, carbonatice, evaporitice, etc, care cuprind la rândul lor mai multe sisteme depoziționale (Fig. 1).

Ariile sursă sunt reprezentate de acele zone subaeriene sau submerse în care substratul este supus proceselor fizico-mecanice şi fizico-chimice de dezagregare, formîndu-se *clastele* (*fragmentele*) care alcătuiesc *rocile clastice*. Ariile sursă cele mai importante le furnizează domeniul continental, dar şi în domeniul marin-oceanic sunt zone de ridicare a substratului, denumite cordiliere sau riduri, care atunci când ajung la adâncimi în care se resimte influenţa curenţilor marini, acţiunii valurilor, mareelor, etc., devin arii sursă submerse pentru bazinul de sedimentare.

O sursă particulară de claste pentru rocile sedimentare este reprezentată de zonele vulcanice active. În condiţiile erupţiilor vulcanice explozive se fragmentează partea superioară a aparatului vulcanic şi se produc fragmente de diferite dimensiuni, care se depun la anumite distanţe faţă de centrul de erupţie. Acestea alcătuiesc depozitele piroclastice, în opoziţie cu depozitele epiclastice, în cazul cărora fragmentele provin prin procese exogene (generate din interacţiunea geosferelor externe).

Agenţii de transport constituie segmentul de legătură dintre aria sursă şi bazinul de sedimentare. Prin intermediul acestora materialul clastic este preluat din aria sursă, transportat şi depozitat în bazinul de sedimentare. Transportul clastelor este asigurat de *agenţi de natură hidrologică* (*reţeaua fluvială continentală*, *mareele*, *valurile*, *curenţii* din domeniile lacustru şi marin-oceanic, *gheţarii*) şi *eolieni*, sau este controlat *gravitaţional* în funcţie de pantele versanţilor continentali şi subacvatici.

Bazinele de sedimentare sunt zone depresionare continentale sau marin-oceanice în care bilanţul *intrări - ieşiri de sedimente este supraunitar*, adică procesul de acumulare a sedimentelor predomină net asupra proceselor de eroziune şi transport. Exemple de bazine de sedimentare continentale sunt reprezentate în general de sistemele endoreice, dar şi de sistemele deschise, (de ex. bazinul Amazonului este considerat bazin de sedimentare). În bazinele de sedimentare se produce diageneza sedimentelor şi formarea rocilor sedimentare cimentate (consolidate).

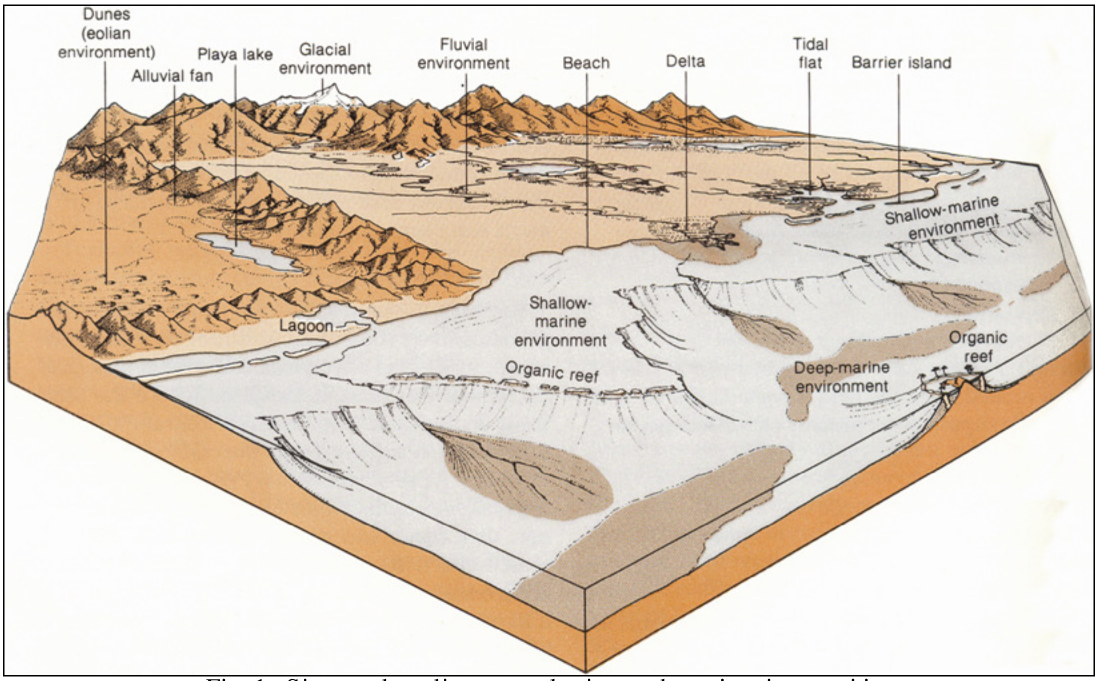


Fig. 1 - Sisteme de sedimentare clastice, carbonatice şi evaporitice

2. Formarea componenţilor rocilor sedimentare

2.1. Procese de meteorizaţie



Fig. 2 - Podusele meteorizaţiei fizico-mecanice

Procesul de fragmentare al substratului geologic fără modificarea compoziţiei chimice este denumit generic *dezagregare (meteorizația fizică)* şi este cauzată de o serie de procese şi fenomene rezultând fragmente, denumite generic claste (Fig. 2).

Eroziunea fluvială, ***abraziunea marină***, ***coraziunea eoliană*** şi ***eroziunea glaciară***, cu rol major în distrugerea substratului preexistent. La procesele de eroziune enumerate se adaugă un set de procese fizice, chimice şi biotice care contribuie la producţia primară de claste (Fig. 3).

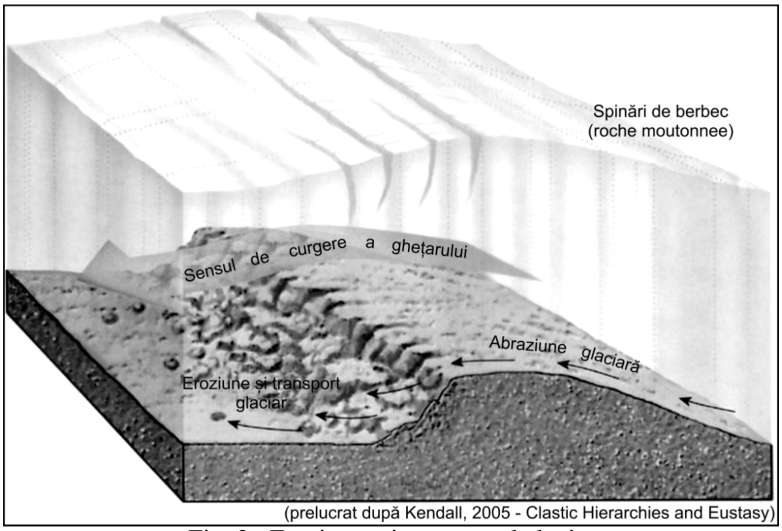


Fig. 3 - Eroziunea și transportul glaciar

Termoclastia este produsă de insolaţia diferenţiată a rocilor alcătuite din elemente închise şi deschise la culoare, primele încălzindu-se mai puternic se dilată mai mult şi cu timpul între acestea şi cele albe se formează fisuri şi are loc fragmentarea. De asemenea, în regiunile deşertice *diferenţele de temperatură* de la zi la noapte pot ajunge la peste 40°C, astfel încât prin alternanţa dilatării rocilor (ziua) şi contractării lor (noaptea) se produce distrugerea materialului. După înlăturarea gravitaţională a fragmentelor procesul se reia până la dezagregarea definitivă (Fig. 4.



Fig. 4 - Formele specifice ale meteorizației fizico-mecanice în cazul rocilor granitce

Crioclastia este specifică regiunilor cu *îngheţ* şi *dezgheţ* unde apa pătrunsă în fisurile şi crăpăturile rocilor îngheaţă mărindu-şi volumul de până la 11 ori, producând o presiune de cca. 890 kgf/ cm^2 asupra pereţilor fisurilor şi determinând lărgirea lor şi fragmentarea rocilor.

Haloclastia este rezultatul lărgirii crăpăturilor şi fisurilor din roci ca urmare a cristalizării diferitelor soluţii ce circulă prin acestea. Prin hidratarea unor săruri precipitate din aceste soluţii se nasc tensiuni foarte mari, capabile să fragmenteze rocile (Fig. 5).

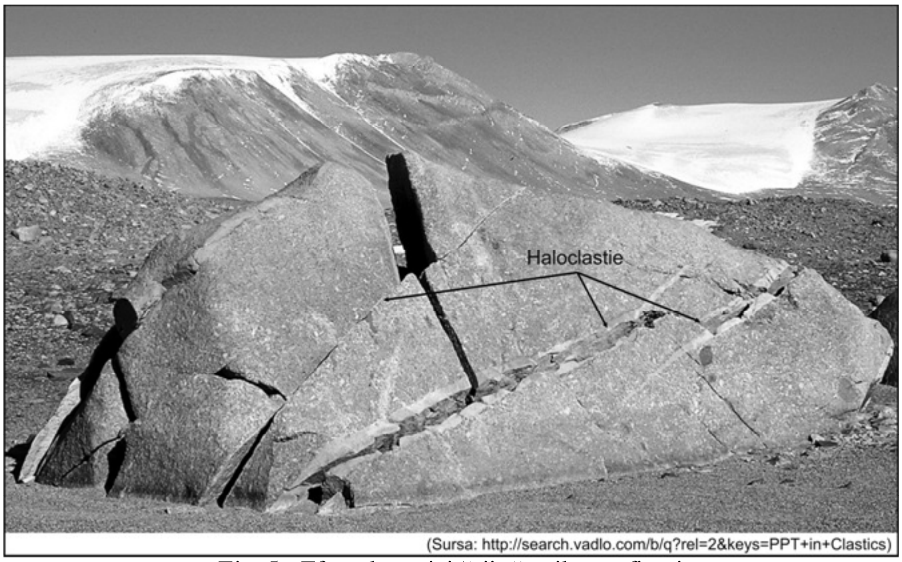


Fig. 5 - Efectul precipitării sărurilor pe fisuri

Fitoclastia apare ca urmare a presiunii exercitate asupra pereţilor fisurilor şi crăpăturilor din roci prin creşterea în volum a rădăcinilor diverşilor arbori şi arbuşti care trăiesc pe stânci sau formează întinse păduri pe soluri subţiri cu substrat pietros.

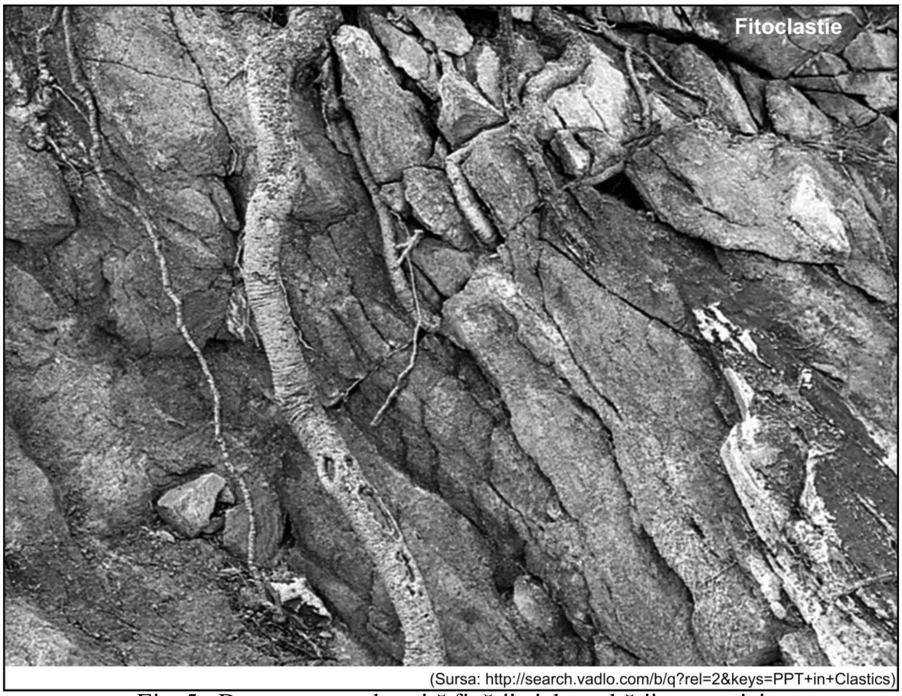


Fig. 5 - Dezagregarea datorită fixării și dezvoltării vegetației

Keraunoclastia, mai frecventă în zonele muntoase, este datorată *descărcărilor electrice* (trăsnetelor) care produc fisurări în rocile masive sau, în unele cazuri, chiar topirea acestora pe

mici porţiuni. În special în gresii şi nisipuri se formează mici tuburi dintr-un material sticlos denumite *fulgurite*.

Dezagregarea fizico-mecanică a rocilor de pe versanţi conduce la formarea de blocuri şi fragmente de diferite dimensiuni şi acumularea gravitaţională a acestora la baza pantei, unde formează *conuri de grohotiş*. Prin unirea mai multor conuri de grohotiş rezultă *pânze de grohotiş*, aşa cum se întâmplă în vestul Masivului Piatra Craiului, în Munţii Retezat, Godeanu, Făgăraş, etc. În cazul masivelor granitice, rezultă fragmente apropiate de mărimea mineralelor constituiente (0,5-2 cm) care poartă numele de *gruss*, prin accentuarea fragmentării se poate ajunge la particule de nisip uşor de transportat prin curenţi de apă sau eolieni.

Materialul detritic rezultat în urma dezagregării rocilor preexistente este alcătuit din fragmente (claste) de diferite dimensiuni, de la blocuri metrice, până la dimensiuni submicroscopice. Granulometric clastele se clasifică în: psefite (rudite), psamite (arenite), aleurite (silturi) şi pelite (lutite), iar rezultatele analizelor granulometrice se reprezintă pe grafice speciale prin curbe ganulometrice.

Rocile rezultate din acumularea clastelor se numesc *detritice* sau *epiclastice* (de ex. conglomeratele şi gresiile). În decursul transportului, materialul detritic se fărâmiţează şi mai mult, se sortează granulometric din ce în ce mai bine şi se rotunjeşte (rulează) datorită frecării particulelor detritice între ele, sau de rocile apărute în calea agentului transportor.

2.2. Procese chimice

Prin proprietăţile sale chimice (pH, Eh şi conţinutul în gaze dizolvate) apa constituie un factor esenţial în desfăşurarea proceselor de la suprafaţa Pământului. Substanţele solubile rezultate în urma proceselor de alterare chimică şi biochimică a rocilor preexistente sunt transportate sub formă de soluţii naturale sau coloidale în lacuri şi mări unde, prin suprasaturare, precipită generând rocile de precipitaţie chimică.

a. ***Precipitarea din soluţii suprasaturate*** poate avea loc şi în mediul continental în peşteri, unde depunerile de carbonat de calciu formează ***speleoteme*** (*stalactite*, *stalagmite*, *draperii***,** *etc.*), sau la gura unor izvoare bicarbonatate, se formează ***tufuri calcaroase*, *travertin; roci silicolitice*,** *etc*.

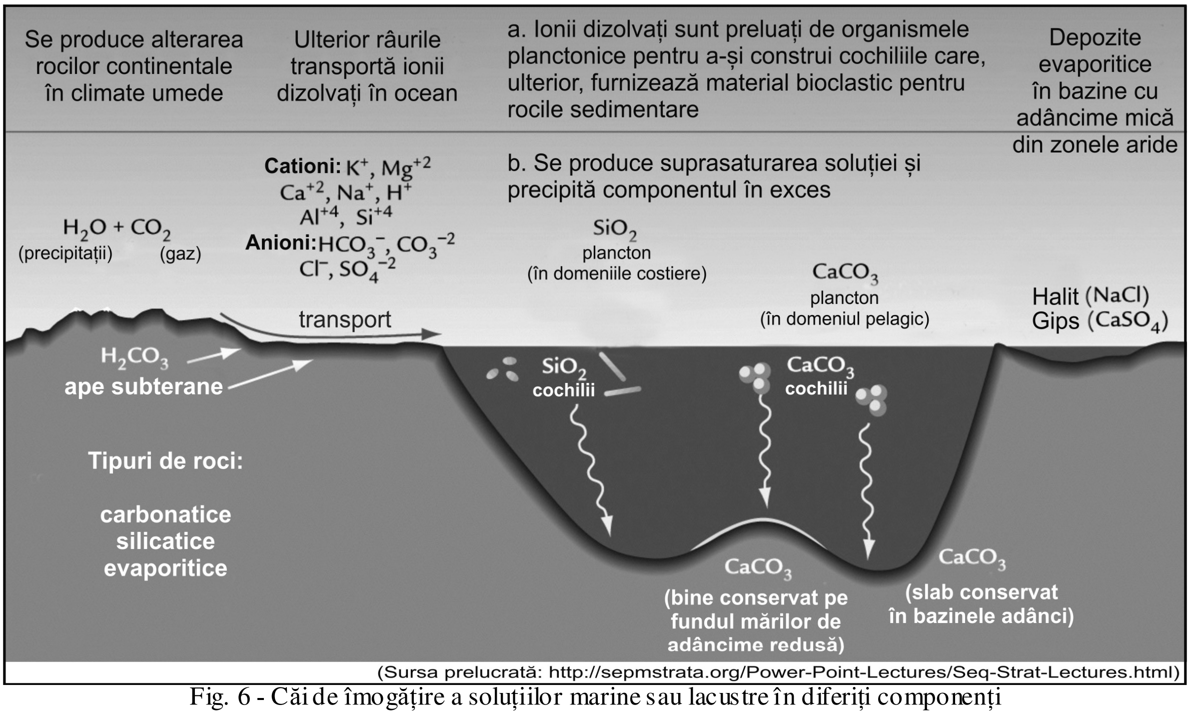


Fig. 6 - Căi de îmogățire a soluțiilor marine sau lacustre în diferiți componenți

În mediul marin suprasaturarea se realizează fie în lagune, fie în bazine marginale, cu circulaţie restrictivă (vezi N. Anastasiu, 1998). Precipitarea sărurilor are loc în sens invers solubilizării, la început se depun sărurile cel mai puţin solubile: ***sulfuri, silicaţii, oxizii, fosfaţii, carbonaţii*** şi ***sulfaţii***, apoi ***clorura de sodiu*** şi numai la urmă ***sărurile de potasiu*** numite si săruri delicvescente (Fig. 6, 7).

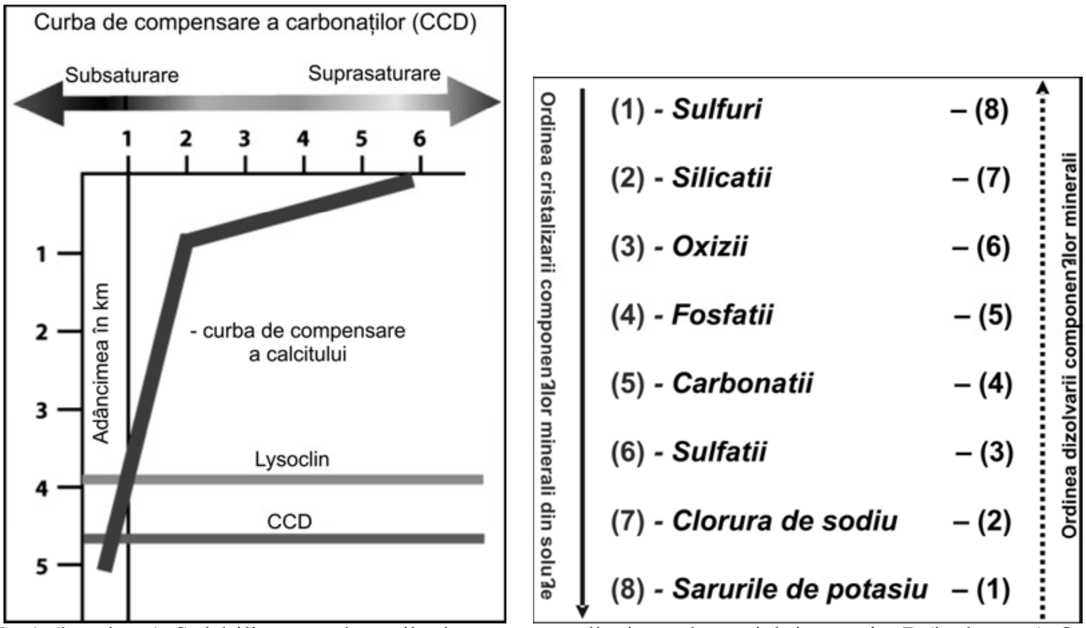


Fig. 7 - A (în stânga). Solubilitatea carbonaţilor în raport cu adîncimea domeniului oceanic; B (în dreapta). Ordinea precipitării sărurilor din soluțiile suprasaturate

b. ***Alterarea chimică*** constă în descompunerea substanţelor ce alcătuiesc rocile şi formarea unor noi combinaţii chimice (Fig. 8). Unele mai uşor solubile, sunt antrenate în soluţii apoase, iar altele mai greu solubile se acumulează „in situ” (rămân pe loc) formând ***sedimente reziduale*** (= *scoarţa de alterare*).

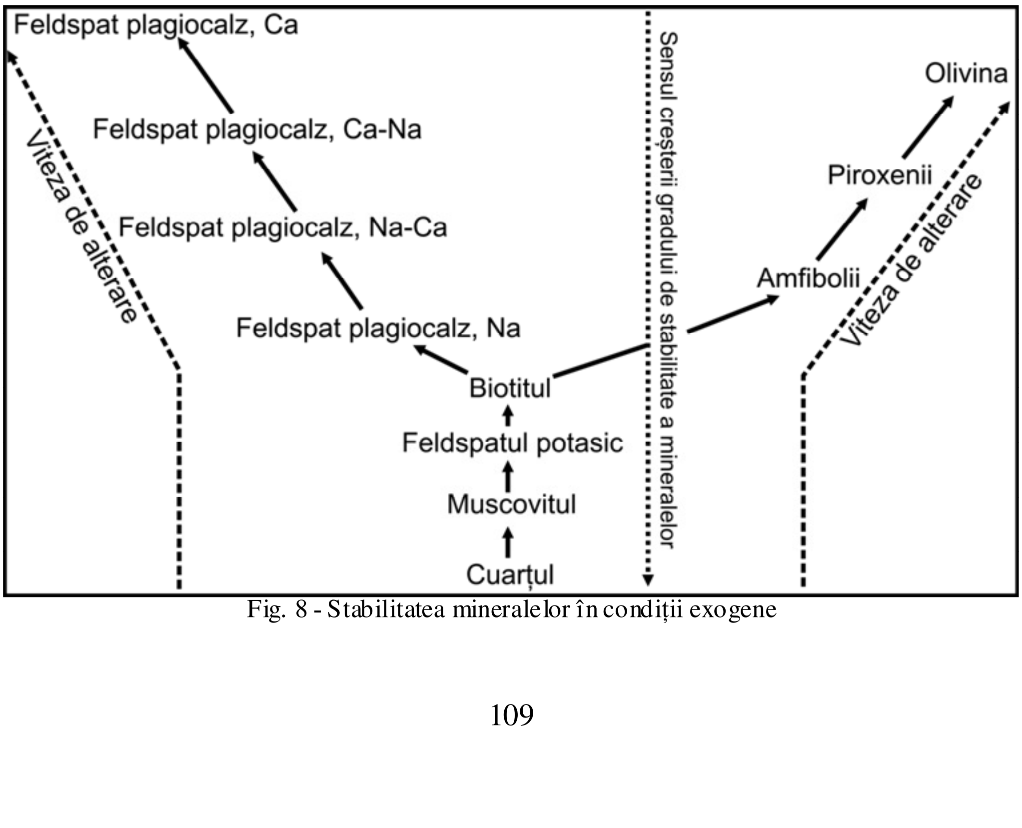


Fig. 8 - Stabilitatea mineralelor în condiții exogene

Deci, ***scoarţa de alterare*** reprezintă un depozit rezidual format prin acumularea „in situ" a unor materiale insolubile sau foarte greu solubile. În urma acestui proces s-au format *depozitele terra rosa*, *zăcămintele de bauxită* (principalul minereu de Al), *lateritele*, etc.

O altă parte din componenţii insolubili rezultaţi în urma alterării pot fi antrenaţi de curenţi de apă şi transportaţi în suspensie, sau prin saltaţie şi târâre în bazinele de sedimentare .

Principalele procese de alterare sunt ***oxidarea***, ***carbonatarea*** şi ***hidroliza***:

Oxidarea mineralelor care conţin fier conduce la trecerea lor în *hematit* (Fe_2O_3) sau *limonit* ($Fe_2O_3.nH_2O$); cele cu mangan trec în piroluzit (MnO_2), etc.;

Carbonatarea constă în reacţia CO_2 dizolvat în apele de precipitaţii cu diferite baze şi formarea de carbonaţi, de ex. $CaCO_3$ şi $MgCO_3$;

Hidroliza constă în reacţia dintre cationii bazici din minerale cu ionii de HO^-, proveniţi din disocierea apei. În urma unor astfel de reacţii silicaţii trec în silicaţi hidrataţi, aşa cum se petrece, de exemplu, transformarea *ortozei* (silicat de Al şi K) în *caolin* (silicat hidralat de Al) şi hidroxid de potasiu.

2.3. Procese biotice

a. În mări şi oceane vieţuiesc o serie de comunităţi de organisme care îşi construiesc scheletul, pseudoscheletul sau testul protector din substanţe minerale, în special carbonat de calciu *(algele, coralii* şi *briozoarele)* şi bioxid de siliciu *(silicoflagelatele, radiolarii, diatomeele).* Astfel:

- prin acumularea *in situ* a scheletelor *coralilor, algelor calcaroase* şi *briozoarelor* se formează **calcarele recifale** (roci bioconstruite), în stive ce pot ajunge grosimi de mii de metri;

- un rol petrogenetic impotant îl au *diatomeele, radiolarii* şi *coccolitoforideele*, care, prin acumularea testelor, primelor două, au generat roci silicolitice de tipul **diatomitelor, menilitelor, radiolaritelor, jaspurilor,** iar ultimele au dat **cretele** (roci de bioacumulare);

- în alte situaţii, testele organismelor calcaroase sau silicioase au fost amestecate cu material epiclastic, luând naştere ***gresii lumaşelice, lumaşele,*** etc.

b. Un alt proces biogen se leagă de activitatea microorganismelor bacteriene (procese geobacteriene), cu un rol foarte important în petrogeneză (Fig. 9).

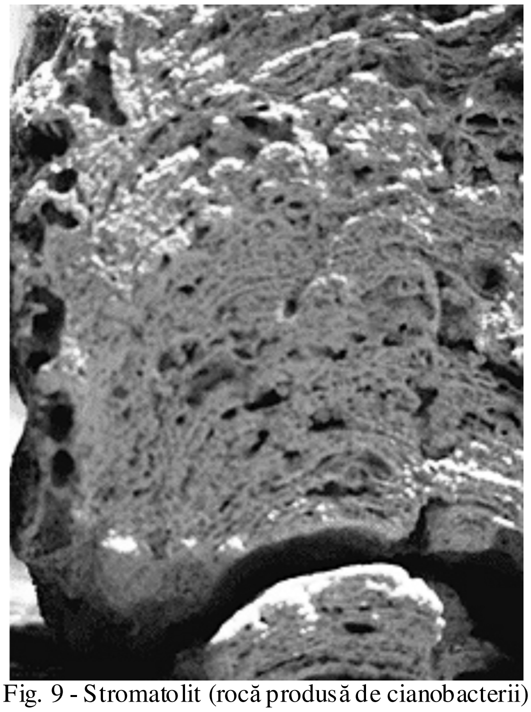


Fig. 9 - Stromatolit (rocă produsă de cianobacterii)

Astfel:

- bacteriile chimiotrofe cum sunt: *ferobacteriile, tiobacteriile, nitrobacteriile, fosfobacteriile, calcibacteriile***,** *etc*, au contribuit la formarea acumulărilor de *fier, sulf, nitraţi. fosfaţi, calcare***,** etc;

- microorganismele au rol decisiv în transformarea materialelor vegetale din mediile paludale eutrofe sau oligotrofe în ***turbă,*** material precursor al cărbunilor;

- în mediile marin-oceanice sau lacustre euxinice, bacteriile anaerobe au transformat acumulările de substanţe lipidice din ***sapropeluri*** (amestecul materialelor pelitice cu zooplanctonul şi fitoplanctonul din bazin), care în condiţii specifice de temperatură şi presiune se transformă în ***kerogen*** şi apoi în ***hidrocarburi*** (petrol şi gaze naturale)

- o altă categorie de bacterii aerobe şi anaerobe au jucat un rol esenţial în transformarea biochimică a materialului vegetal în ***acizi humici***, componenţi specifici ai solurilor, cu rol principal în asigurarea fertilităţii acestuia.

Solurile sunt depozite reziduale, eluviale formate în urma unor complexe şi îndelungate *procese fizice, chimice şi biochimice.* Faza minerală a solurilor este constituită din silicaţi hidrataţi de Al *(minerale argiloase - filosilicaţi), cuarţ, carbonaţi* şi *acizi humici* rezultaţi din transformarea substanţelor organice vegetale sub acţiunea ***bacteriilor aerobe*** şi ***anaerobe,*** în cadrul procesului de humificare. Solurile, depozite geologice foarte complexe, formate ca urmare a interacţiunii dintre atmosferă, hidrosferă, litosferă şi biosferă, fac obiectul de studiu al **pedologiei,** domeniu de graniţă între geologie şi geografie.

3. Transportul materialului sedimentar

Transportul din aria sursă în bazinul de sedimentare poate fi efectuat de unul sau mai mulţi *agenţi de transport*, dintre care trebuiesc amintiţi.

Apele curgătoare (pâraie, râuri şi fluvii) au o acţiune de eroziune, transport şi depunere a materialului detritic în funcţie de capacitatea de transport, proporţională cu viteza lor: mare pe cursul superior *(bolovăniş, pietriş* şi *nisip),* mai mică pe cel mijlociu *(pietriş mărunt* şi *nisip)* şi redusă pe cel inferior *(nisip* şi *mâl).* Clastele transportate de apele curgătoare se depun acolo unde viteza acestora se reduce şi capacitatea de transport scade (Fig. 10).

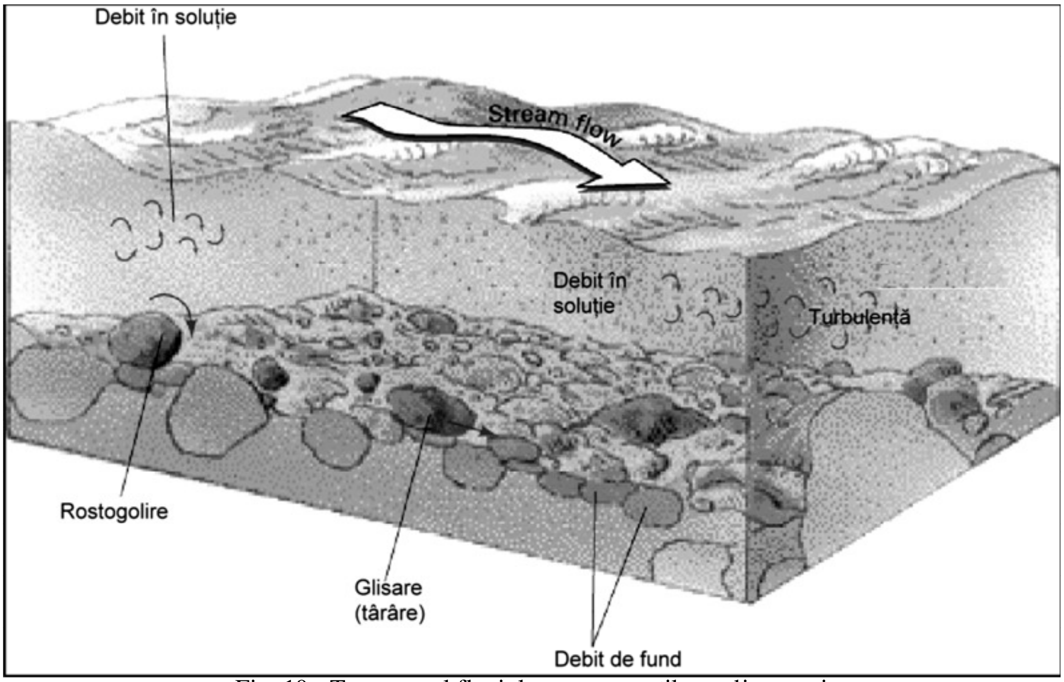


Fig. 10 - Transportul fluvial a componenților sedimentari

Generic, depozitele depuse de râuri în domeniul continental, în albiile majore şi minore, se numesc *depozite aluviale***.** La vărsarea în mare, în anumite condiţii, se formează deltele, care pot fi emerse, de ex., deltele Nilului, Dunării, etc, sau submerse, de regulă la baza taluzului continental, denumite ***fandelte***.

Apele lacustre constituie arii de depunere a materialului pelitic *argilos*, sau, în condiţiile unui aport fluvial, în lacuri ajung *nisipuri* şi chiar *pietrişuri.* În lacurile situate în zonele aride, endoreice se pot forma *roci evaporitice*.

Apele marine în mişcare (valuri, maree şi curenţi) transportă materialul detritic adus de fluvii sau rezultat din abraziunea ţărmurilor, iar depunerea acestuia are loc acolo unde agitaţia apelor marine se reduce sau încetează, ceea ce determină o sortare cu descreşterea dimensiunii clastelor de la ţărm spre larg. Un caz particular îl constituie *sedimentarea flişului* ca urmare a alunecării unor mase mari de depozite pe povârnişul (taluzul) continental şi redepunerea lor în zone adânci, unde are loc o *depunerea ritmică* sortată granulometric. Curenţii care se formează prin alunecarea sedimentelor pe taluzul continental şi redistribuie materialul adus de pe continente în largul bazinului oceanic, se numesc *curenţi de turbiditate*.

Gheţarii au o acţiune erozivă şi de transport. Au capacitatea de a transporta simultan material clastic de dimensiuni variabile, de la blocuri metrice la pelite, formându-se roci specifice domeniilor glaciare denumite ***tilite***. Blocurile sunt zgâriate şi lustruite datorită frecării de substratul pe care curge gheţarul. Materialul transportat şi depus de gheţari formează *morene*; în funcţie de poziţia lor morenele se clasifică în: *de fund*, *frontale*, *laterale* şi *mediane* (Fig. 11).

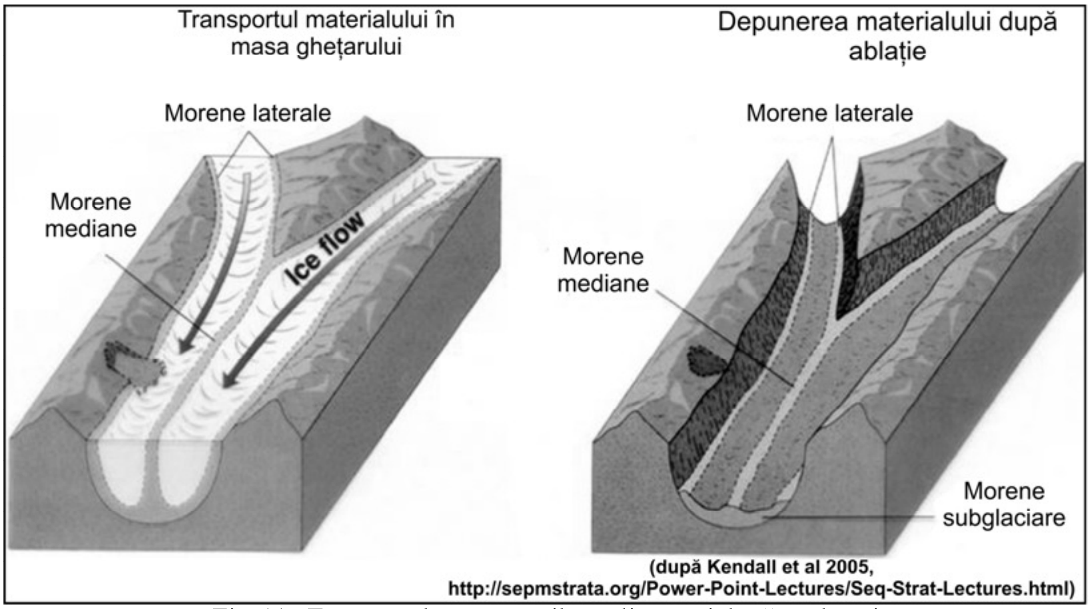


Fig. 11 - Transportul componenților sedimentari de către ghețari

Vânturile produc coraziunea şi transportă prin rostogolire pietriş mărunt, prin saltaţie nisip şi în suspensie praf (Fig. 12). Elementele mai mari de roci, desprinse din substratul pietros sunt şlefuite pe trei părţi de unde şi numele în lb. germană de *dreikanter* (drei = trei; kant = muchie). Nisipurile transportate de vânt formează dune mari în deserturi şi altele de dimensiuni mai reduse pe ţărmul mărilor, fluviilor şi râurilor mari.

La alcătuirea rocilor sedimentare contribuie un mare număr de componenţi care pot fi grupaţi în multe categorii distincte, în funcţie de o serie de criterii:

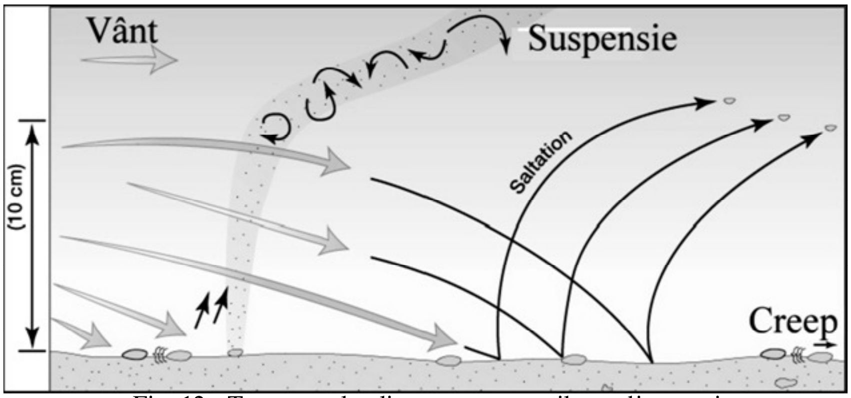


Fig. 12 - Transportul eolian a componenților sedimentari

4. Componenţii rocilor sedimentare

La alcătuirea rocilor sedimentare contribuie un mare număr de componenţi care pot fi grupaţi în multe categorii distincte, în funcţie de o serie de criterii:

a. În funcţie poziţia ariei de formare, raportată la bazin:

- ***alogeni*** - componenţi care iau naştere în afara bazinului de sedimentare şi ulterior sunt transportaţi în bazin (componenţi epiclastici, piroclastici, subordonat bioclastici); intră în alcătuirea rocilor clastice;
- ***autigeni*** - formaţi în bazinele de sedimentare în special prin precipitare din soluţii, subordonat prin procese fizico-mecanice; formează rocile de precipitaţie chimică sau cimentul rocilor clastice.

b. În funcţie de natura clastelor:

- ***claste monominerale***, alcătuite dint-un singur mineral, în principal din cele rezistente la eroziunea mecanică şi alterare: cuarţ, minerale grele (turmalina, zirconul, sfenul, ilmenit, rutil, etc.), feldspaţi potasici, feldspaţi sodici, etc (Fig. 13);

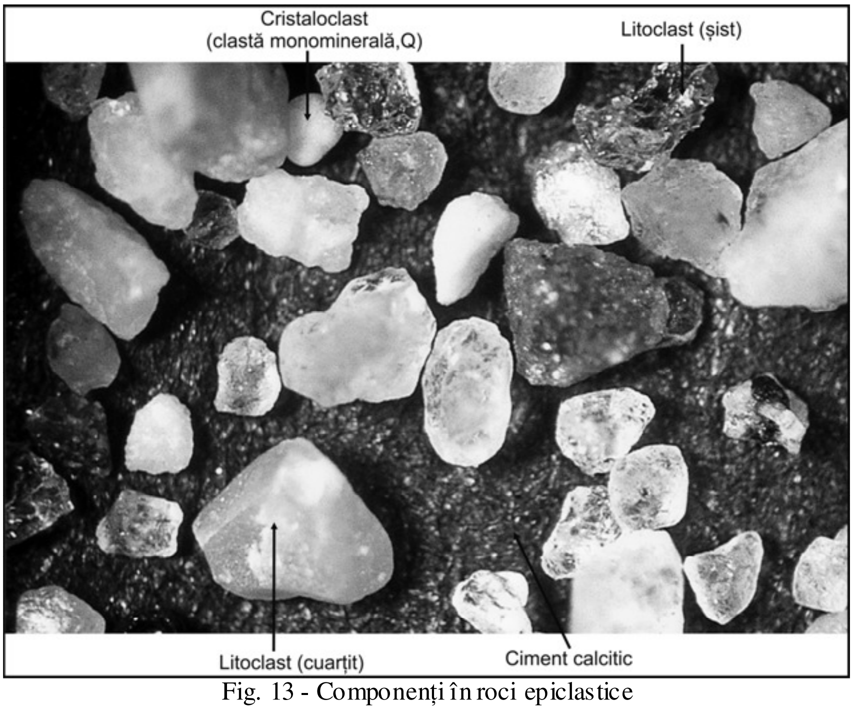


Fig. 13 - Componenți în roci epiclastice

- ***litoclaste***, fragmente poliminerale (alcătuite din două sau mai multe minerale) (Fig. 13);

- ***bioclaste***, fragmente provenite din părţile minerale ale organismelor; de ex. *corali, alge calcaroase, briozoare*, care au rolul cel mai important în formarea rocilor de bioconstrucţie (de ex. calcarale recifale), sau prin acumularea mecanică a fragmentelor de cochilii aparţinând diferitelor specii de *gasteropode, lamelibranchiate, brachiopode*, etc., rezultând rocile de bioacumulare (de ex. *falunele* – depozit necimentat de bioclaste şi *lumaşelele* – roci cimentate alcătuite dintr-o aglomerare de bioclaste) (Fig. 14 A).

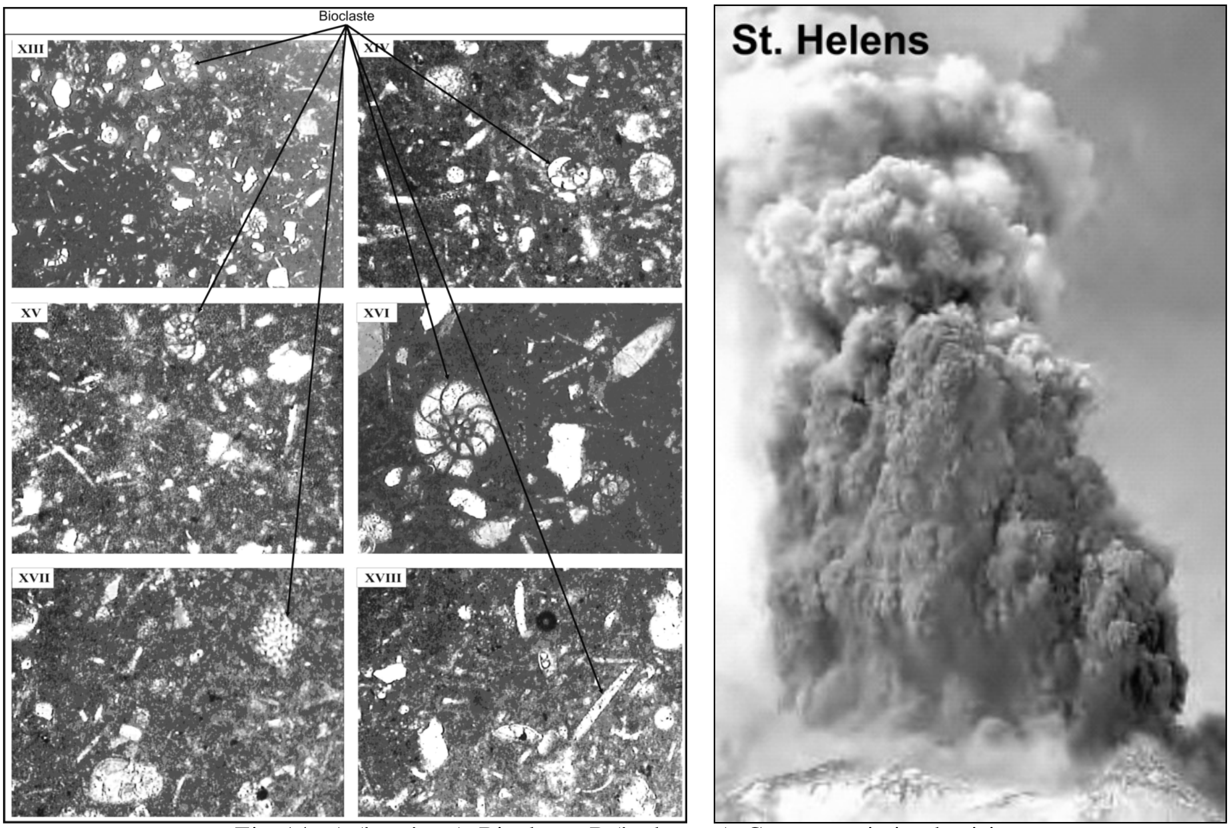


Fig. 14 - A (în stânga). Bioclaste; B (în dreapta). Componenți piroclastici

c. În funcţie de natura procesului de fragmentare:

- ***epiclaste***, fragmente provenite prin procese mecanice exogene;

- ***piroclaste***, fragmente provenite în urma proceselor endogene (erupţiilor vulcanice) (Fig. 14 B).

5. Diageneza sedimentelor

Indiferent de originea sedimentelor (clastice, de precipitaţie chimică sau biogene), după depunere acestea suferă o serie de procese fizice şi chimice în urma cărora sunt transformate în roci sedimentare cimentate. Aceste procese numite de diageneză cuprind: *tasarea*, *dizolvarea*, *cimentarea, formarea concreţiunilor*, *carbonificarea propriu-zisă* şi *bituminizarea*.

a. ***Tasarea*** sau ***compactarea*** constă în micşorarea volumului unui sediment ca urmare a presiunii litostatice exercitate de depozitele situate deasupra. În urma tasării are loc rearanjarea particulelor ce alcătuiesc sedimentul, se produce compactarea, concomitent cu reducerea porilor şi expulzarea apei. De exemplu, dintr-un nămol argilos cu 80 % apă, prin tasare, se ajunge la doar 10 % apă, iar sedimentul se transformă într-o argilă compactă.

b. ***Cimentarea*** constă în dizolvarea unor componenţi ai sedimentului în apa din porii acestuia şi precipitarea lor în jurul granulelor detritice ca liant. Cimentul cel mai frecvent este cel

calcitic ($CaCO_3$), acesta fiind urmat de cimentul *silicios* (*opal, calcedonie*) şi, mai rar, ciment *fosfatic*, *limonitic*, etc.

c. *Formarea concreţiunilor* reprezintă un proces de precipitare a unor substanţe din soluţiile care circulă prin porii şi fisurile unui sediment şi formează nodule sferoidale (de ex. *păpuşile de loess*).

d. *Carbonificarea propriu-zisă* sau ***carbonificarea geochimică*** este un proces complex în urma căruia ***turba*** după acoperirea ei cu sedimente, este supusă unor temperaturi şi presiuni care determină creşterea conţinutului în carbon şi transformarea ei în cărbuni (*cărbune brun, huilă* şi *antracit*).

e. *Bituminizarea* este procesul de îmbogăţire în carbon şi hidrogen a *sapropelului* şi transformarea acestuia în hidrocarburi lichide (*petrolul*) şi hidrocarburi gazoase (*gazele naturale*).

6. Sisteme şi domenii depoziţionale

Acumularea sedimentelor se produce în bazine de sedimentare, definite ca depresiuni în care se realizează condiţiile gravitaţionale de acumulare şi stocare a sedimentelor şi au loc procese diagenetice. Bazinele de sedimentare pot fi continentale sau marin-oceanice.

Bazinele, la rândul lor au o morfologie specifică, separându-se zone cu condiţii specifice de sedimentare, denumite *domenii depoziţionale*, reunite în *sisteme depoziţionale* (de ex. *sistemul glaciar*, *fluvial*, *lagunar*, *litoral*, etc.).

Condiţiile specifice fiecărui sistem depoziţional determină acumularea unor anumite tipuri de sedimente, cu caracteristici petrografice şi paleontologice bine determinate. Ansamblul caracteristicilor petrografice şi paleontologice ale sedimentelor acumulate şi volumelor de roci formate într-un sistem depoziţional poartă denumirea de *facies sedimentar*.

În toate sistemele depoziţionale se acumulează, în proporţii diferite, depozite clastice şi bioclastice, alături de depozite de precipitaţie şi bioconstrucţie. Foarte schematic, sistemele depoziţionale pot fi caracterizate în felul următor:

- în *sistemul glaciar* se acumulează tilite, morene, mâluri glaciare, loessul;



(din Kendall et al., 2005 - Stratigraphy & Sedimentary Basins)

Fig. 15 - Urmele deplasării gheţarilor pe substrat

- în *sistemul arid* (*deşerturi)* se acumulează bolovănişuri, pietrişuri, nisipuri, iar în lacurile efemere pot să precipite gipsul şi sarea gemă (Fig. 16, 17, 18);

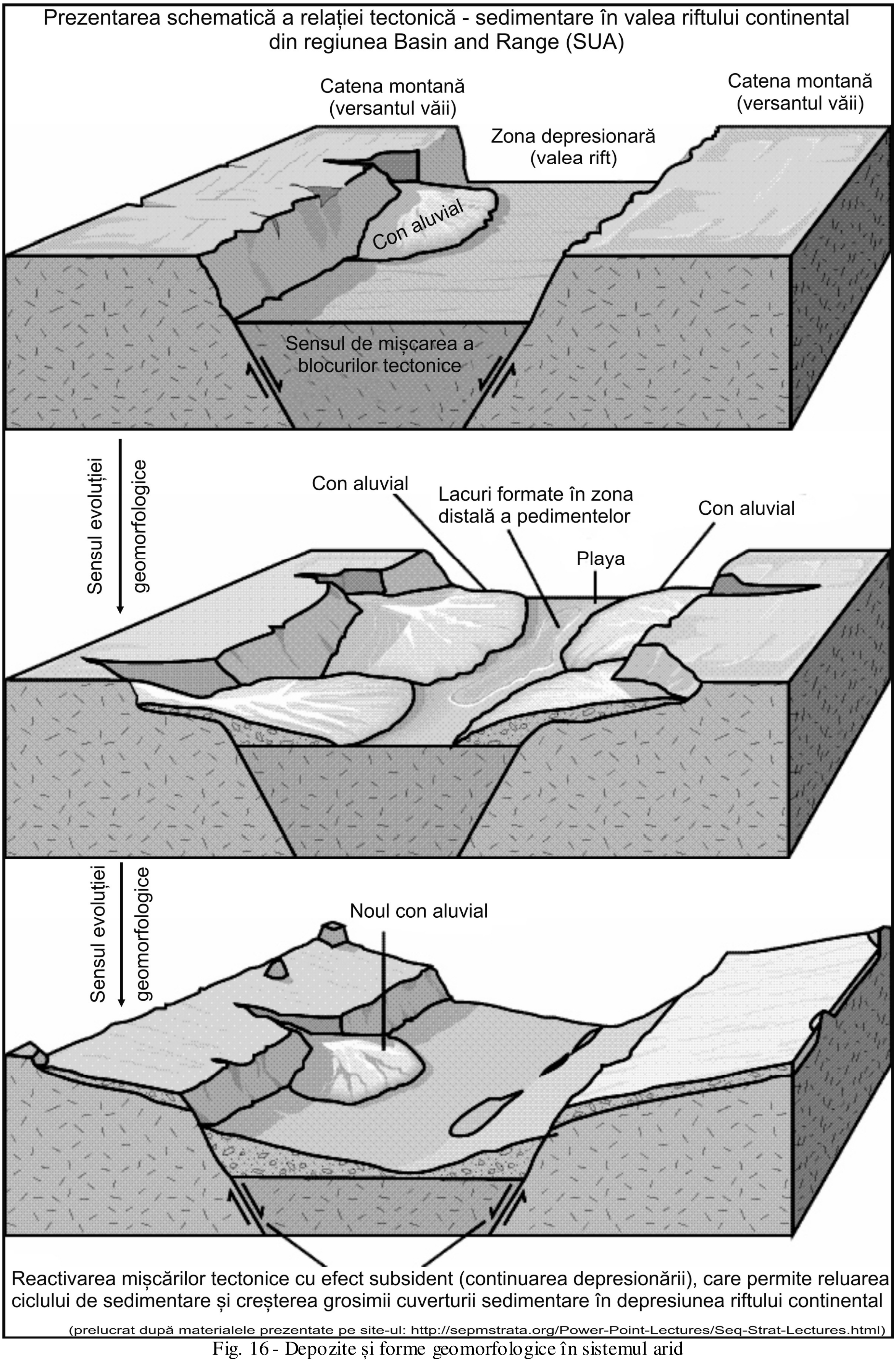


Fig. 16 - Depozite și forme geomorfologice în sistemul arid

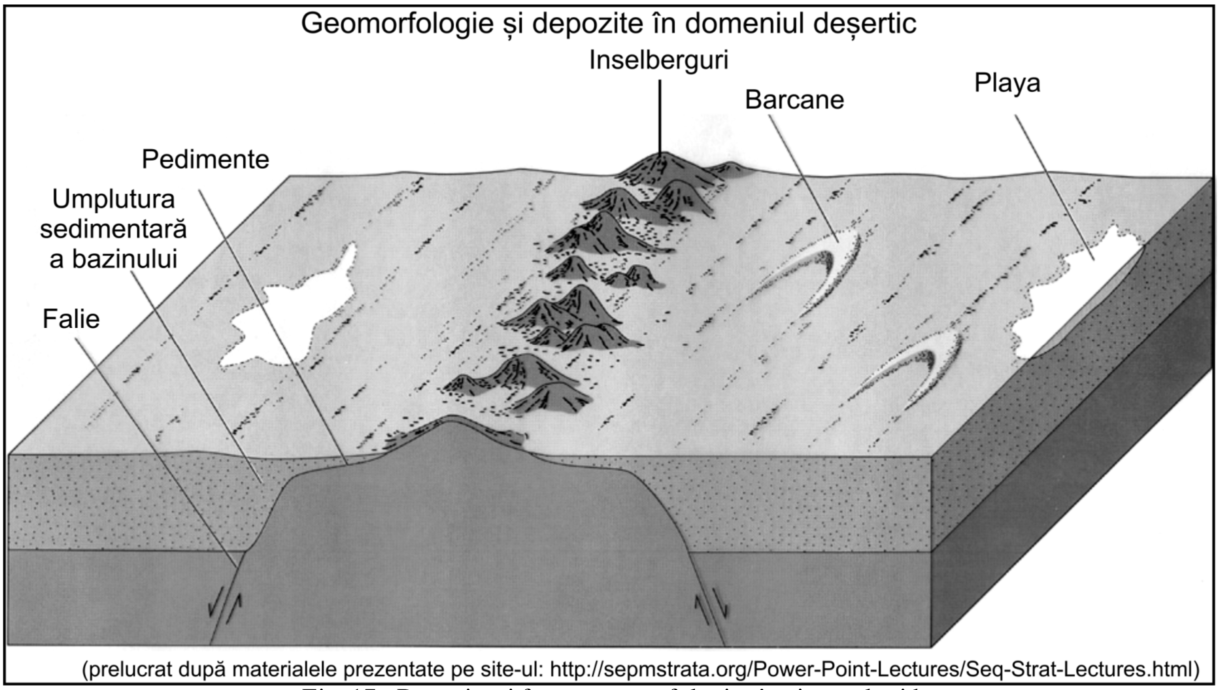


Fig. 17 - Depozite și forme geomorfologice în sistemul arid

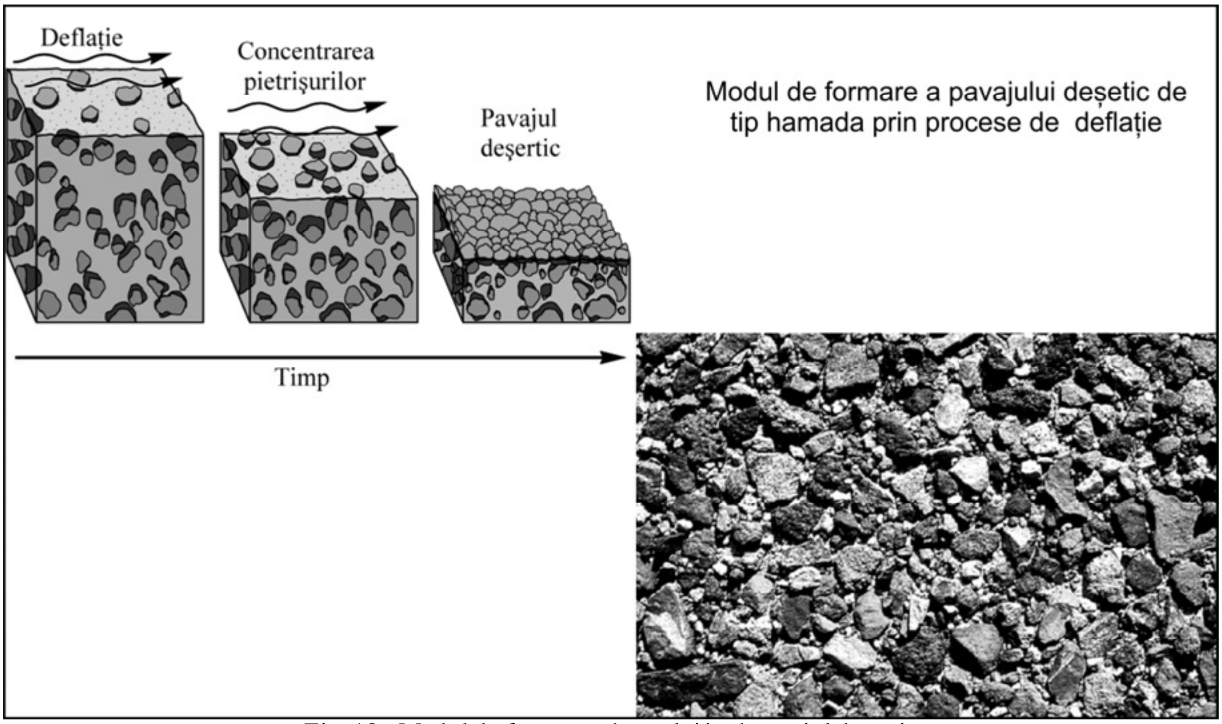


Fig. 18 - Modul de formare a hamadei în domeniul deșertic

- *sistemul fluviatil* transportă şi depune roci detritice de toate tipurile şi granulometriile;



Fig. 19 - Depozitele fluviale din albiile minoră și majoră, în cursul superior al râului

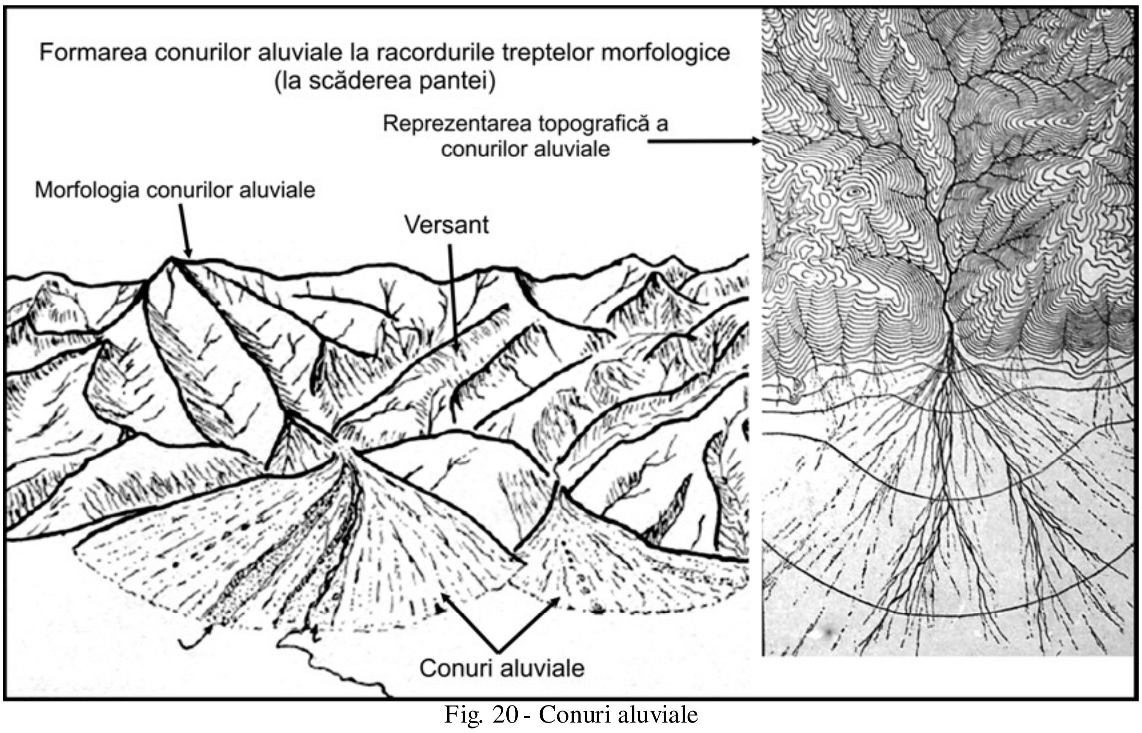


Fig. 20 - Conuri aluviale

- în *sistemul lacustru* pe lângă roci detritice, în special pelitice, mai rar se acumulează oolite feruginoase, falune, lumaşele, diatomite, turbe şi sapropeluri. În lacurile din zonele aride pot să precipite săruri diferite, mai ales calcit, anhidrit şi mai rar sare gemă.

- *sistemul deltaic* conţine acelaşi tip de depozite ca şi sistemul fluviatil care l-a generat, deosebirea constă în prevalenţa claselor granulometrice medii şi fine (nisipuri şi argile). În delte se pot forma şi turbării.

- *sistemul lagunar* se instalează în ariile de tranziţie (paralice) dintre continent şi mare. Laguna este separată de mare prin cordoane litorale întrerupte la partea superioară prin una sau mai multe „*portiţe*". În lagune caracterul acumulării depinde de climat. În climatele aride este posibilă precipitarea sărurilor (dolomit, gips, sare gemă, etc.), iar în cele umede se pot acumula turbe şi sapropeluri.

- în *sistemul litoral* se mai pot acumula: nisipuri, gipsuri, calcare algale, falune şi turbe;

- în *sistemul neritic* depozitele detritice sunt frecvente, dar se mai pot acumula şi carbonaţi, fosfaţi, sare gemă, gips şi clacare recifale.

- în *sistemul bazinelor adânci* sedimentele pot cuprinde blocuri (olistolite) desprinse din ţărmuri, toată gama de depozite detritice şi depozite pelagice. Aici se formează depozitele de fliş caracterizate prin ritmicitate şi granoclasare.

7. Clasificarea rocilor sedimentare

Datorită diversităţii condiţiilor de formare şi a numeroaselor procese care contribuie la petrogeneza sedimentară rocile sedimentare se clasifică după mai multe criterii: **modul de formare, compoziţia chimică şi mineralogică şi ponderea lor în stratisferă.**

7.1. Clasificarea genetică

După modul de formare distingem următoarele categorii de roci sedimentare: ***epiclastice*** (*detritice*), ***piroclastice***, ***organogene***, de ***precipitaţie chimică*** şi ***reziduale***.

a. Rocile clastice

a.1. Rocile epiclastice (detritice) s-au format ca urmare a acumulării în bazine de sedimentare a clastelor (detritusului), provenite sub acţiunea proceselor fizico-mecanice asupra rocilor preexistente (magmatice, sedimentare, metamorfice), în ariile sursă. La rândul lor acestea sunt clasificate după dimensiunile componenţilor (clastelor) şi după gradul de consolidare (cimentare) (Fig. 21, 22).

Clasificarea rocilor detritice (epiclastice) dupa dimensiunea clastelor				
Dimensiuni în mm	Denumire (lb.lat.)	Denumire (lb.gr.)	Roci neconsolidate (necimentate)	Roci consolidate
> 2	***Rudite***	***Psefite***	Bolovanisuri, grohotisuri, pietrisuri	Conglomerat,brecii
2 - 0,02	***Arenite***	***Psamite***	Nisipuri	Gresii
0,02 – 0,002	***Silturi***	***Aleurite***	Prafuri	Siltite
< 0,002	***Lutite***	***Pelite***	Mâluri	Argile, marne

Fig. 21 - Clasificarea rocilor epiclastice

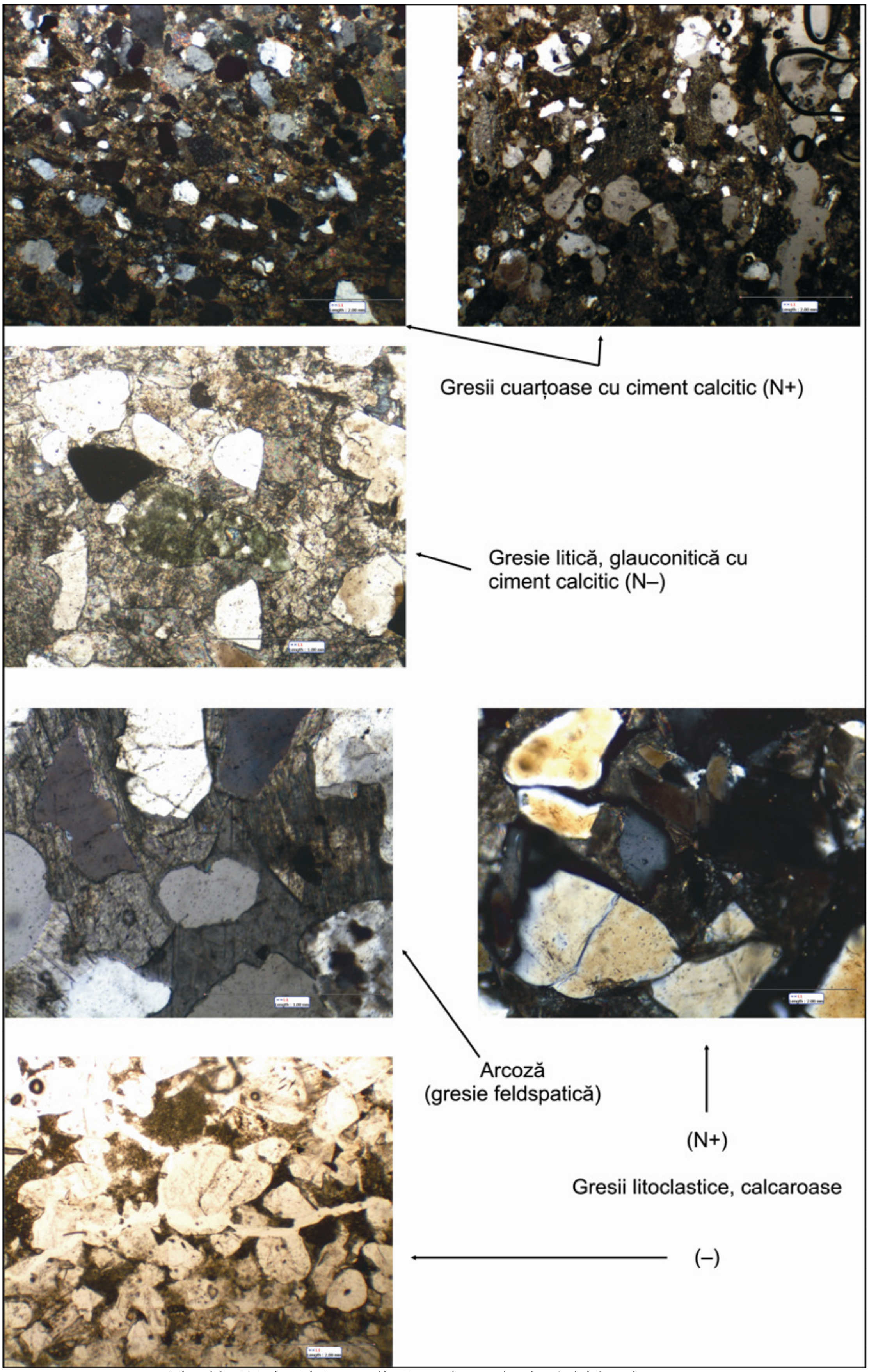
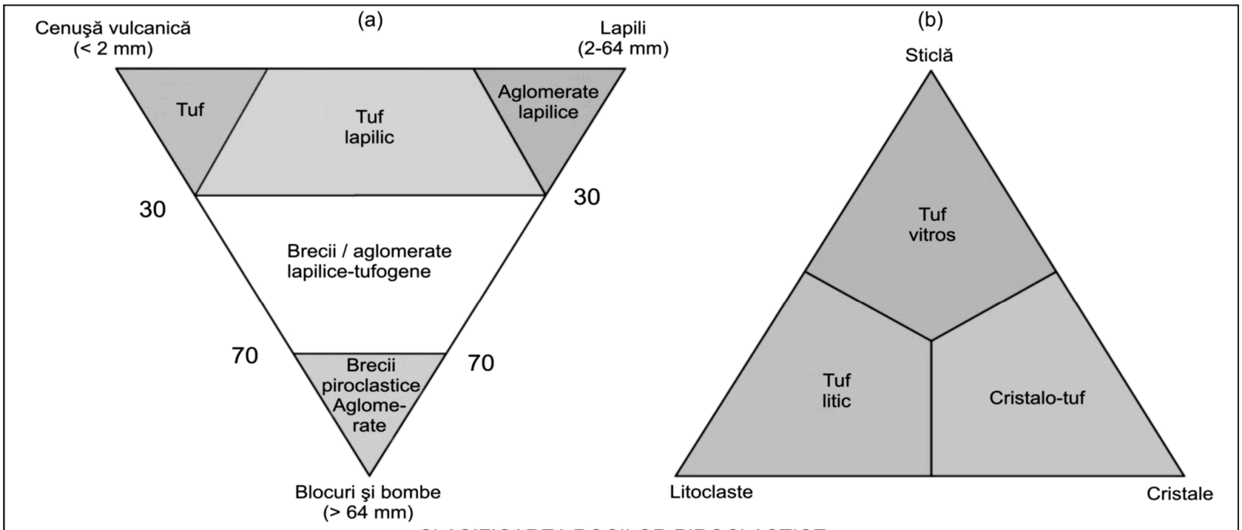


Fig. 22 - Varietăți de gresii văzute în secțiuni subțiri la microscop

a.2. Roci piroclastice constituite din material expulzat în aer ca urmare a activităţii vulcanice şi apoi transportat de ape curgătoare până în bazine unde are loc sedimentarea, motiv pentru care aceste roci sunt denumite vulcano-sedimentare. În această categorie intră *tufurile*, *tufitele*, *piroclastite* diverse (Fig. 23).



CLASIFICAREA ROCILOR PIROCLASTICE
a - în funcție de dimensiunea fragmentelor (după: Pettijohn, 1975 - *Sedimentary Rocks*; Harper & Row, and Schmid, 1981 - *Geology*)
b - în funcție de natura materialului (după: Fischer, 1966 - Eart Sci. Rev.)

Fig. 23 - Clasificarea rocilor piroclastice

b. Roci organogene formate fie prin acumularea *in situ* a scheletelor sau crustelor unor organisme recifale marine (*corali, briozoare, algele calcaroase,* etc.), numite ***roci bioconstruite*** (aşa cum sunt *calcarele recifale*, *calcarele stromatolitice*, *calcarele algale*, etc.), fie prin acumularea testelor (*diatomite*, *radiolarite*), a fragmentelor de cochilii sau a detritusului vegetal, de unde şi numele de ***roci bioacumulate*** (cum sunt *falunele*, *lumaşelele*, *turbele*, *cărbunii*, etc) (Fig. 24).

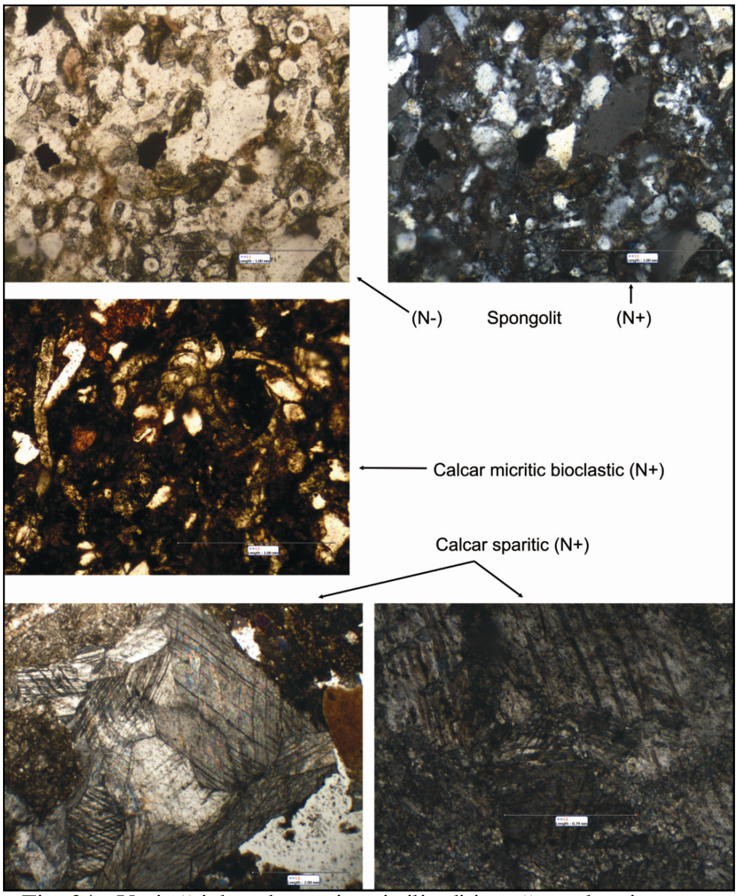


Fig. 24 - Varietăţi de calcare şi roci silicolitice văzute la microscop

Rocile organogene sunt clasificate şi în funcţie de comportamentul lor la combustie în:

- ***acaustobiolite*** (roci organogene necombustibile) din care fac parte *calcarele recifale*, *diatomitele*, *radiolaritele*, *spongolitele*, etc;

- ***caustobiolitele***, reprezentând rocile combustibile cum sunt *turbele*, *cărbunii*, *ţiţeiul* şi *gazele naturale*.

c. Roci de precipitaţie chimică rezultate din concentrarea soluţiilor, emisii vulcanice submarine, evaporare, activitate biogenă intensă, etc. În funcţie de domeniul în care s-au format se pot contura două categorii:

- continentale, formate prin precipitare în peşteri *calcarele de precipitaţie* ce alcătuiesc speleotemele (stalactitele, stalagmitele, draperiile, etc.), precum şi tot cortegiul de roci formate prin precipitare chimică în lacurile continentale din zonele cu deficit hidric (gipsuri, anhidrite, sare gemă, etc.);

- marine rezultate ca urmare a supraconcentrării prin evaporare în bazine marine cu circulaţie restrictivă *(gipsuri, anhidrite, silvină, carnalit,* etc.), sau pe alte căi (calcare, silicolite, etc.) (Fig. 25).

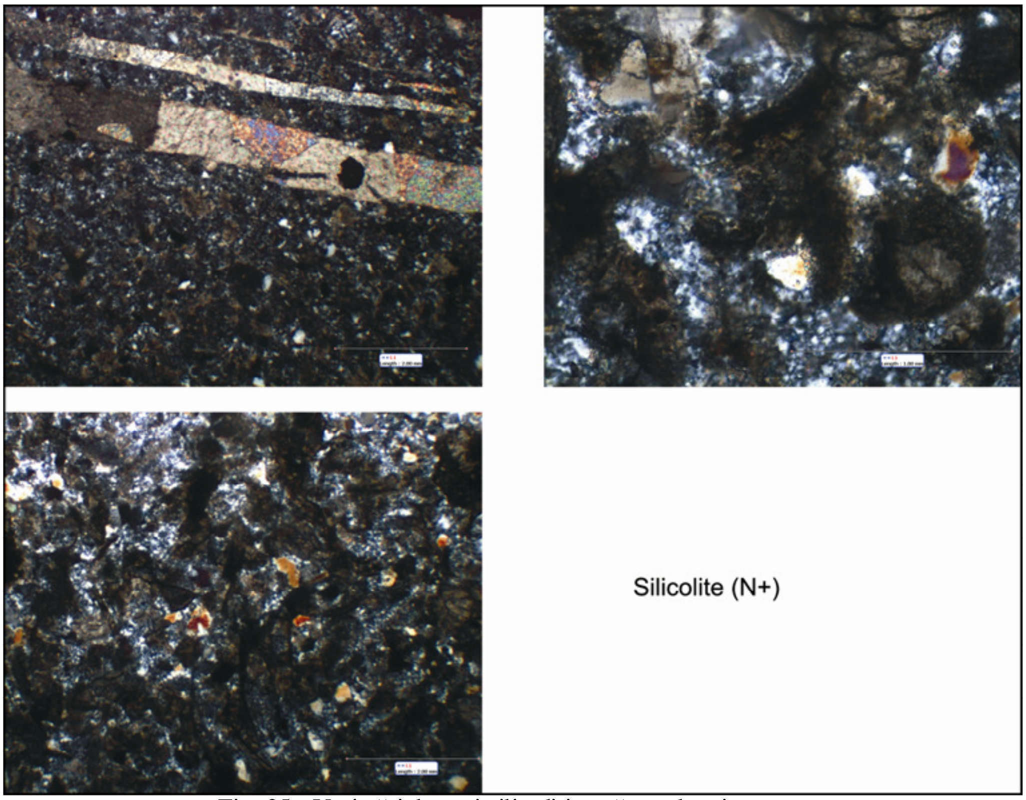


Fig. 25 - Varietăți de roci silicolitice văzute la microscop

c. Roci reziduale formate ca urmare a alterării chimice şi biochimice şi acumularea *in situ* a mineralelor greu solubile (*bauxite*, *laterite*, *soluri*).

7.2. Clasificarea chimico-mineralogică

În funcţie de compoziţia chimico-mineralogică se disting următoarele categorii de roci:

a. Carbonatice - reprezentate prin roci bioconstruite (calcare recifale), şi bioacumulate (crete, marne cu globigerine etc.) sau bioclastice (calcarenite, rezultate din bioclaste de dimensiunea nisipului);

b. Argiloase - alcătuite din alumosilicaţi hidrataţi: caolinul, bentonita, diferitele argile illitice, montmorillonitice, ş.a.;

c. Aluminoase - formate prin acumulare reziduală (bauxitele);

d. Clorurice - rezultate în urma precipitării din soluţii suprasaturate (sarea gemă, silvină ş.a);

e. Silicioase - constituite prin acumularea testelor unor oganisme silicioase (diatomite, radiolarite, menilite, jaspuri);

f. Sulfatice - rezultate prin precipitare din ape marine sau lacustre din zone aride (gips, anhidrit);

g. Feruginoase - reprezentate mai ales prin limonit şi hematit;

h. Manganoase - în special cruste de psilomelan;

j. Fosfatice - mai rare fosforitele.

IV. NOŢIUNI DE PETROLOGIE

IV.3. PROCESE ŞI ROCI METAMORFICE

În urma mişcărilor scoarţei terestre, o parte dintre corpurile de roci participante la alcătuirea acesteia sunt scoase din mediul în care s-au format şi ajung în condiţii noi de presiune şi temperatură, condiţii ce determină o serie de transformări în structura şi compoziţia acestora, conducând la o altă categorie de roci cunoscute sub numele de ***roci metamorfice***. Totalitatea transformărilor în stare solidă, prin care rocile preexistente tind să se adapteze la noile condiţii de presiune şi temperatură se numeşte ***metamorfism***. În urma acestui proces rezultă rocile metamorfice.

După M. Şeclăman et al. (1999) metamorfismul constă în transformarea în stare solidă a unei roci preexistente (*protolit*), care poate proveni din oricare dintre categoriile de roci cunoscute (magmatice, sedimentare sau metamorfice), într-o nouă rocă (*metamorfit*) deosebită de prima fie prin structura petrografică, fie prin alcătuirea mineralogică ori prin schimbarea compoziţiei chimice (Fig. 1).

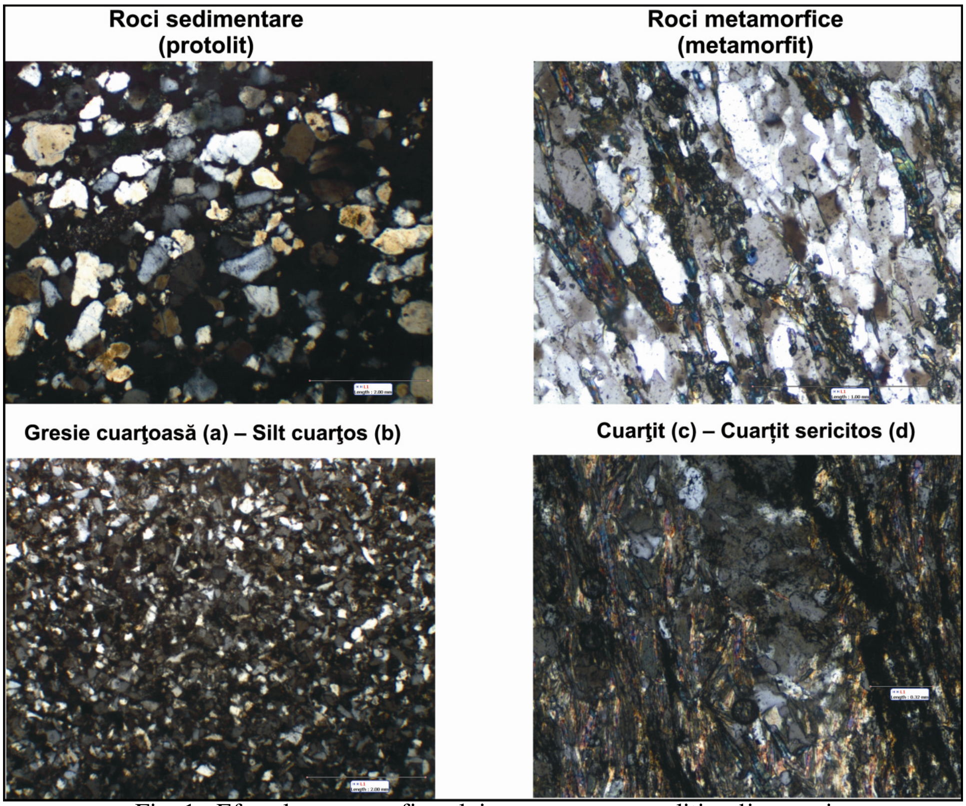


Fig. 1 - Efectele metamorfismului asupra unor protoliţi sedimentari
(formarea de noi minerale şi apariţia şistozităţii)

1. Efectele metamorfismului

După M. Şeclăman et al. (1999) efectele proceselor metamorfice sunt următoarele:

- *schimbarea structurii petrografice* fie printr-o rearanjare în spaţiu a cristalelor protolitului, fie prin modificarea formei şi dimensiunilor cristalelor;
- *schimbarea compoziţiei mineralogice a protolitului*, chimismul global menţinându-se constant la protolit şi metamorfit;
- *schimbarea compoziţiei chimice globale* a protolitului.

Aceste modificări se pot produce individual sau simultan, având ca rezultat trei tipuri de modificări metamorfice. Astfel:

- *recristalizare simplă* - în primul caz prezentat mai sus se modifică numai structura, producându-se, de exemplu, o trecere de la o structură izotropă la alta anizotropă sau de la o ganulaţie mai mică la una mai mare şi invers. Întrucât, în cadrul acestui proces nu au loc schimbări mineralogice ori de chimism, acesta este cunoscut ca „*recristalizare*" *simplă*; un exemplu în acest sens îl constituie transformarea unui *calcar recifal*, prin acţiunea temperaturii în *calcar cristalin* (*marmură*);

- *metamorfismul izochimic* - dacă structura şi compoziţia minerală a protolitului sunt modificate, dar chimismul global rămâne acelaşi, cazul cel mai frecvent de metamorfism, acesta este definit ca *metamorfism izochimic*. Un astfel de metamorfism poate fi exemplificat prin trecerea unei marne, prin metamorfism izochimic, în *amfibolit*;

- *metamorfism metasomatic* sau *alochimic* – se modifică chimismului global într-un sistem mineral solid prin *metasomatoză* (proces de substituţie ale unor elemente chimice preexistente cu altele, prin intermediul unor fluide lichide sau gazoase), de unde şi numele de *metamorfism metasomatic* sau *alochimic* (cu aport de substanță); de ex. formarea *skarnelor*.

2. Factorii de control ai metamorfismului

O rocă definită prin structură, alcătuire mineralogică şi compoziţie chimică, rămâne aceiaşi atâta vreme cât condiţiile în care a fost formată rămân constante. Odată cu modificarea condiţiilor genetice iniţiale şi menţinerea acestora în coordonate de timp geologic, în roca primară (protolit) au loc transformări în funcţie de natura factorului sau factorilor care şi-au schimbat parametrii.

În scoarţă, pe măsura creşterii adâncimii cresc valorile pentru *temperatură*, *presiunea litostatică* şi se manifestă *presiunea orientată* (*stressul*), ori toţi aceşti parametri sunt şi principalii factori de control ai metamorfismului.

Un alt factor îl constituie prezenţa diferitelor soluţii în roci şi aceastea dependente de presiune şi temperatură. În acest context, este firesc ca pe măsură ce un corp de roci este supus ridicărilor sau coborârilor, determinate de fenomene de *obducţie* sau *subducţie*, rocile să fie aduse în condiţii cu totul deosebite de cele iniţiale, fapt ce duce la declanşarea unor procese de adaptare a rocilor la noile condiţii. Principalii factori luaţi în considerare sunt următorii:

- <u>*temperatura*</u> – reprezintă un alt factor de metamorfism de mare importanţă. Aceasta creşte cu adâncimea, ceea ce face ca rocile să se încălzească prin afundare şi invers (Fig. 2).

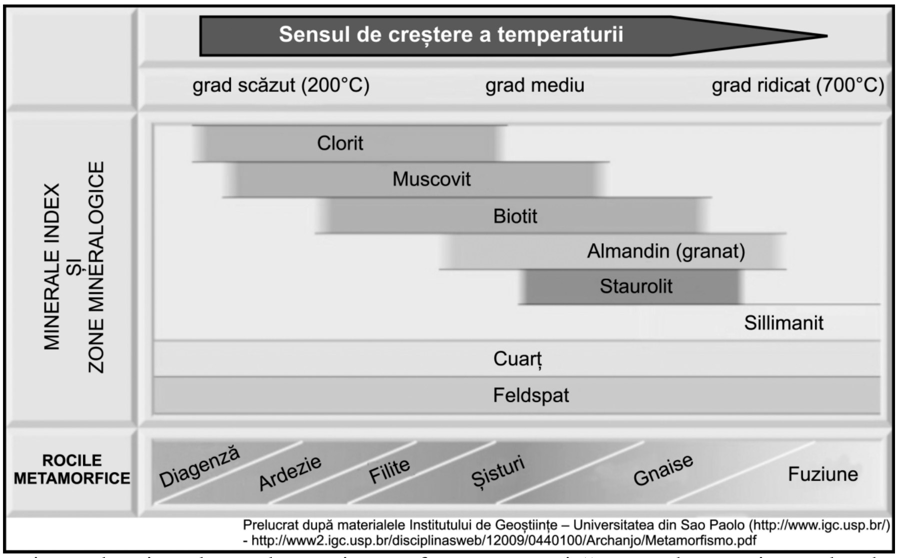


Fig. 2 - Succesiunea de minerale rezultate prin transformarea termică prograda a unui complex de roci pelitice

În acest caz, prin creşterea temperaturii rocile hidratate îşi pierd apa de constituţie, iar carbonaţii sunt descompuşi (rezultă un *metamorfism termic prograd*). Prin răcire, procesele se petrec în sens invers (rezultă un *metamorfism termic retrograd*). În cazul corpurilor magmatice fierbinţi, la contactul acestora cu rocile din jur, are loc un metamorfism termic de contact, manifestat pe o distanţă variabilă în jurul emiţătorului de căldură, distanţă ce delimitează o zonă în care au loc transformări metamorfice, denumită *aureolă de contact* (Fig. 3);

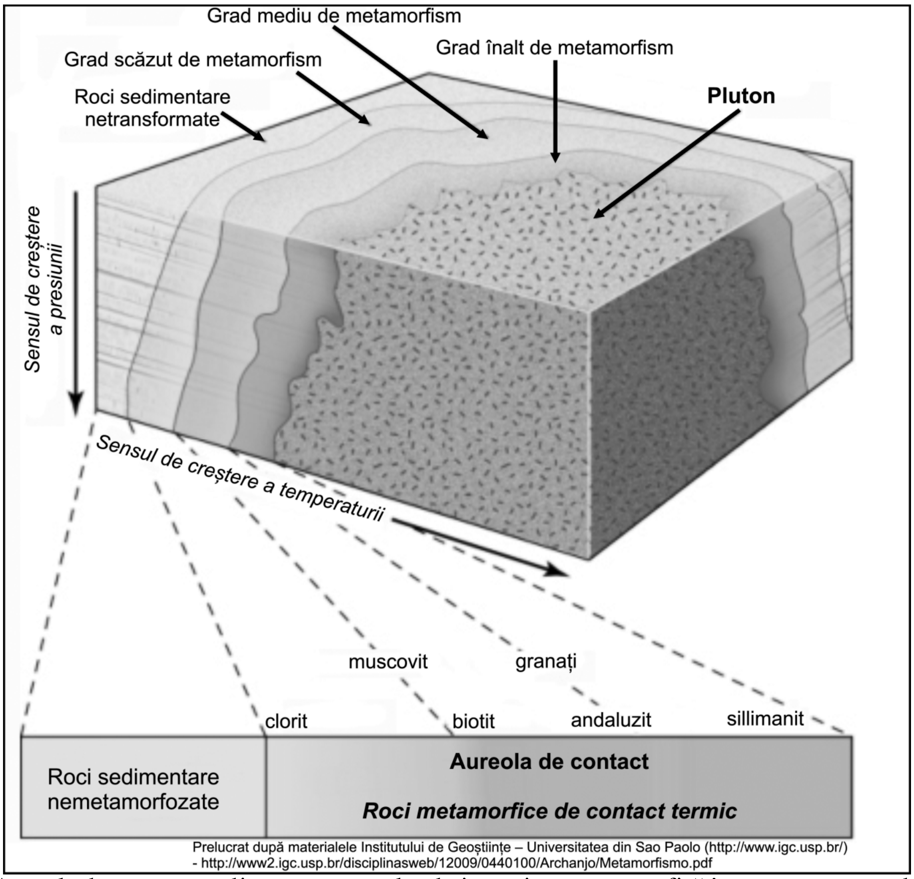


Fig. 3 - Aureola de contact cu dispunerea zonelor de intensitate metamorfică în raport cu sursa de căldură

- <u>*presiunea litostatică*</u> – este unul dintre factorii cu acţiune generală şi constant crescătore cu adâncimea, datorat coloanei de roci situată deasupra. Această presiune este similară *presiunii hidrostatice*, în sensul că este *nedeformaţională*, acţionând cu valori egale în toate direcţiile, astfel încât comprimă un corp, dar nu îl deformează. Creşterea ei cu adâncimea face rocile mai dense şi invers, mai puţin dense spre suprafaţă;

- <u>*presiunea orientată*</u> (*stressul*) - este prin excelenţă *deformaţională*, deoarece acţionează preferenţial, pe o anumită direcţie. Pentru adaptarea la stress, rocile fie că se sparg în fragmente cât mai mici, fenomen numit de *cataclazare* (rocile rezultate se numesc cataclazite), fie că determină reorientarea mineralelor pe direcţii paralele cu direcţia de acţiune a stress-ului, acestea devenind alungite în sensul de acţiune a forţei, pentru a permite o mai uşoară alunecare. Acest proces conduce la apariţia *şistuozităţii*, caracteristica principală a celor mai multe dintre rocile metamorfice, cunoscute din acest motiv şi sub numele generic de *şisturi cristaline* (Fig. 4, 5);

- <u>*fluidele*</u> - catalizează reacţiile chimice, crescând viteza acestora; reprezintă vectorii care asigură "migrația" componenților chimici și se constituie într-un factor de transformare chimică și mineralogică (de ex. alterarea hidrotermală).

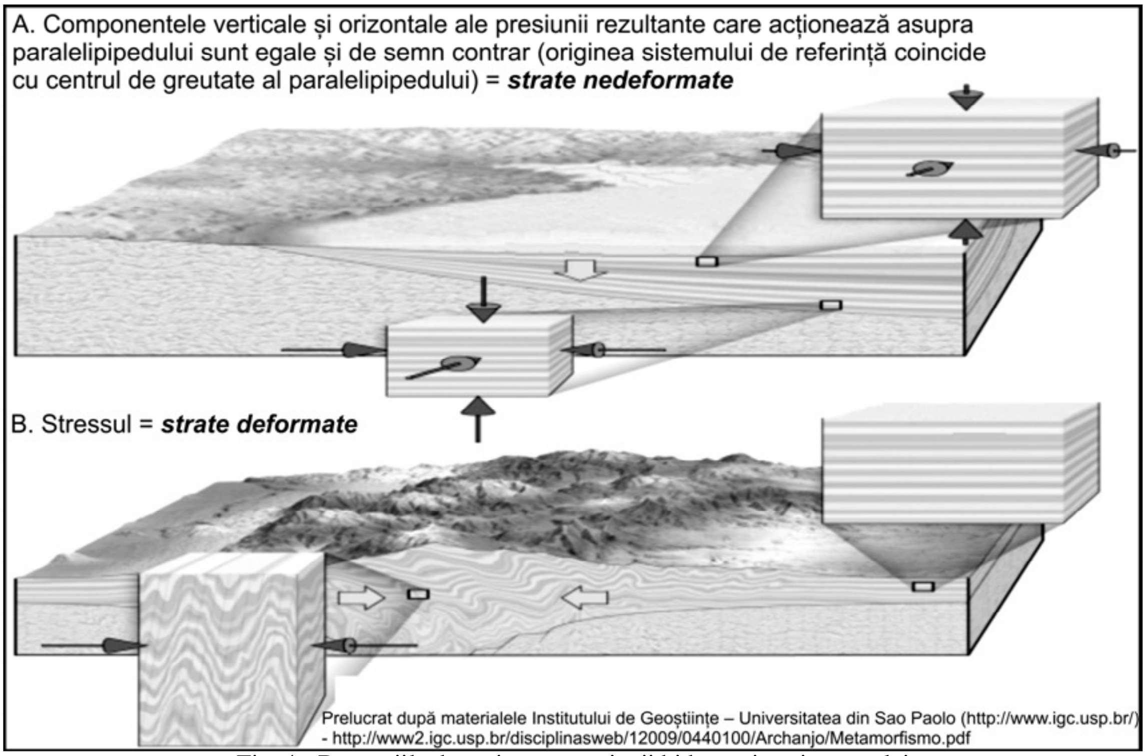


Fig. 4 - Domeniile de acțiune a presiunii hidrostatice și stressului

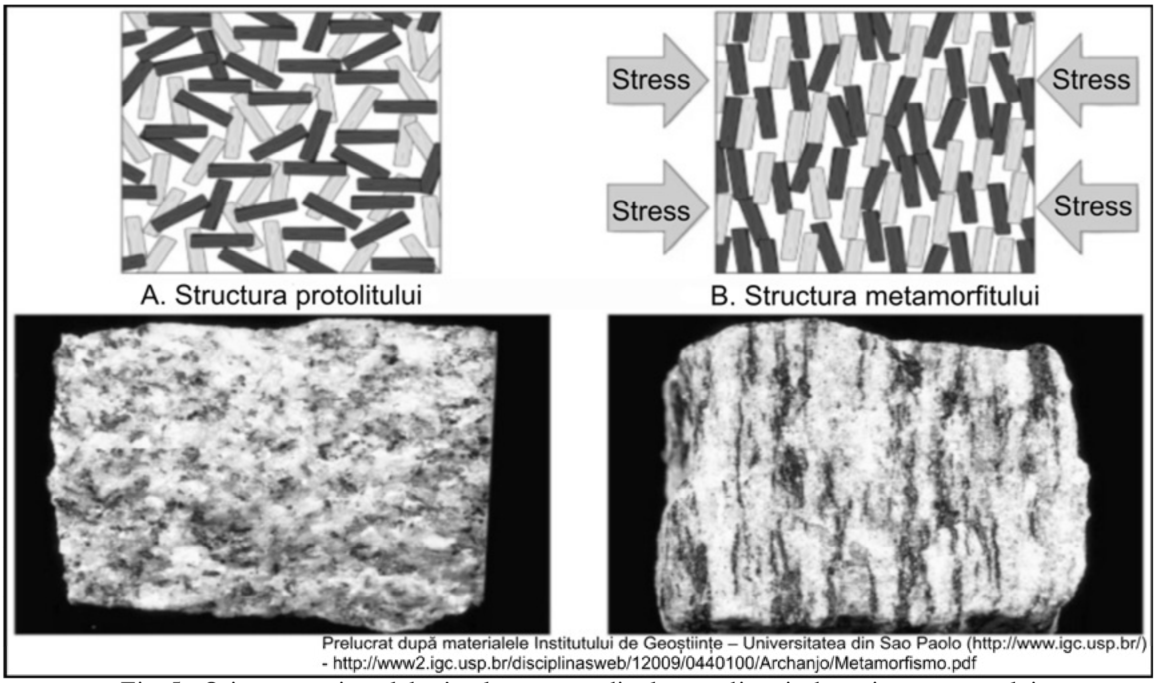


Fig. 5 - Orientarea mineralelor în plane perpendiculare pe direcția de acțiune a stressului și apariția șistozității și foliației

De cele mai multe ori în scoarţă cei trei factori principali ai metamorfismului acţionează împreună ceea ce, după M. Şeclăman et al. (1998), poate conduce la următoarele patru tipuri de metamorfism:

a. *Metamorfism termobaric static* în care presiunea orientată este neglijabilă, şi constă în special din *procesul de blasteză* (creşterea cristalelor în stare solidă);

b. <u>*Metamorfism blasto-cinematic*</u> (*metamorfism sincinematic*) în care toţi cei trei factori acţionează simultan şi se formează şisturile cristaline tipice, al căror caracter principalii îl constituie *şistuozitatea*;

c. <u>*Metamorfism cinematic*</u> (*deformaţional*) acţionează cu precădere presiunea orientată şi se formează *milonitele*, prin *procesul de cataclazare.*

d. <u>*Metamorfism metasomatic*</u> determinat de prezenţa soluţiilor lichide sau gazoase din masa solidă a rocilor (fisuri, spaţii intergranulare, pori) care pot produce simultan dizolvări sau precipitări modificând chimismul global al rocii fără a perturba starea solidă a rocii. Acest proces numit de *metasomatoză* produce: *feldspatizări*, *dolomitizări*, *albitizări*, etc.

3. Intensitatea metamorfismului

Gradul de metamorfism sau intensitatea transformărilor metamorfice depind de variaţia condiţiilor de presiune şi temperatură din scoarţă (Fig. 6).

Temperaturile la care au loc procesele metamorfice sunt cuprinse intre 200°C şi 1000°C. Temperaturile sub 200°C caracterizează procesele de diageneză, la 200°C observându-se primele transformări în argile, iar la peste 1000°C, aproape de *anatexie*, începe topirea rocilor anhidre. În funcţie de valoarea temperaturii dintre cele două limite de variabilitate pot fi delimitate patru trepte (*grade*) de metamorfism (Fig. 7):

- *scăzut* (anchimetamorfism) între 200°C - 400°C - filite;
- *mediu* între 400 C şi 650°C - şisturi verzi;
- *înalt* peste 600°C - amfibolite, gnaise;
- *foarte înalt*, apropiat anatexiei numit *ultrametamorfism.*

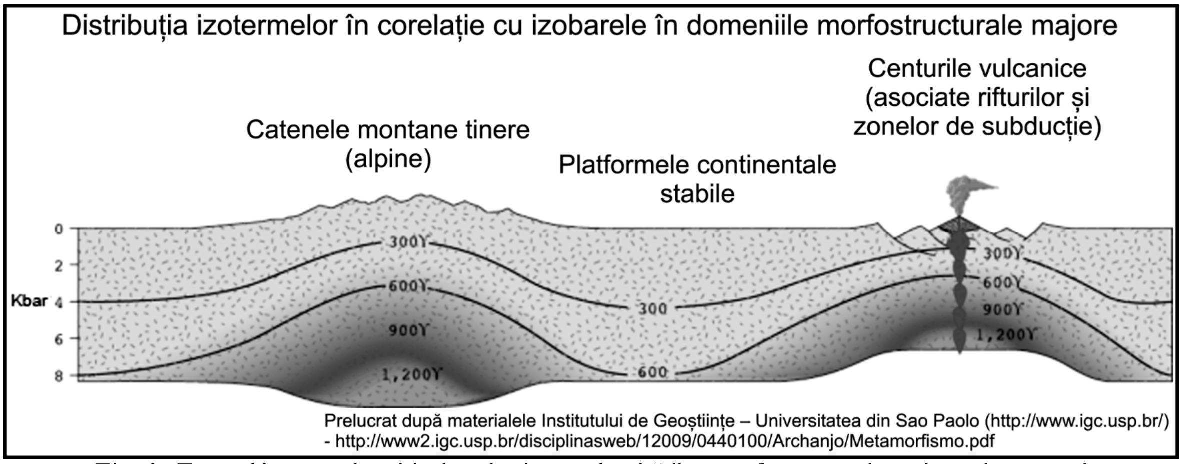


Fig. 6 - Traseul izotermelor și izobarelor în cazul unităților morfostructurale majore ale scoarței

Presiunile la care se desfăşoară metamorfismul sunt cuprinse, după C.W. Montgomery (1993), între valori de la câţiva bari (atmosfere) în apropiere de suprafaţa Pământului până la aproximativ 10 Kilobari (10000 atm), la adâncimi de aproximativ 35 km. Din punct de vedere al condiţiilor barice se disting trei tipuri de metamorfism (Fig. 7):

- *scăzut*, până la 2-4 Kilobari, când au loc recristalizări slabe, se formează filite;
- *mijlociu*, de 4- 7 Kilobari, cu recristalizări puternice, ca la amfibolite;
- *de presiune înaltă şi foarte înaltă*, peste 7 kilobari, când se formează gneise, granito-gneise, etc.

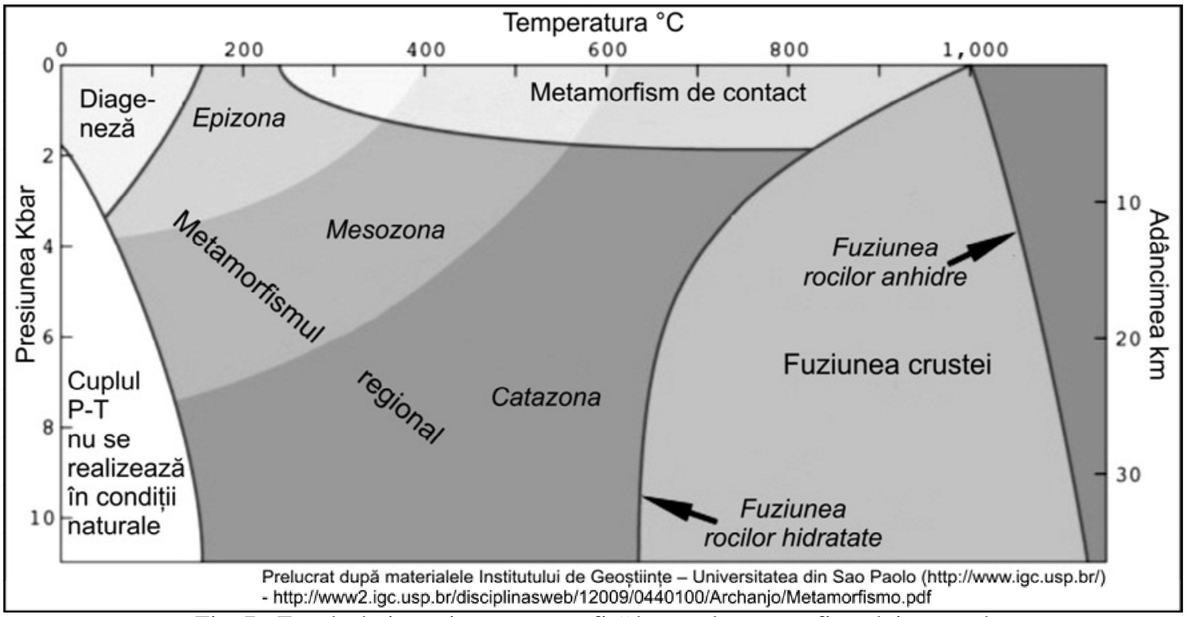


Fig. 7 - Zonele de intensitate metamorfică în cazul metamorfismului prograd

4. Izogradul, zona mineralogică și faciesul metamorfic

Asociaţiile de roci stabile în acelaşi interval de presiuni şi temperaturi formează ***faciesuri metamorfice*,** caracterizate de anumite asociaţii mineralogice care definesc *zonele mineralogice*.

O zonă mineralogică este cuprinse între două izograde. ***Izogradul*** este definit ca limita minimă de temperatură la care se formează mineralul caracteristic (index) pentru un anumit interval mineralogic (de ex. izogradele cloritului, muscovitului, biotitului, almandinului, andaluzitului, sillimanitului). Asociația de minerale formată între două izograde succesive, denumită după primul izograd, poartă denumirea de ***zonă mineralogică*** (Fig. 8, 9).

De exemplu, la temperaturi şi presiuni scăzute şi medii se formează *faciesul şisturilor verzi*, la temperaturi medii şi presiuni ridicate a apărut *faciesul amfibolitic*, iar la temperaturi ridicate (prin contact termic cu roci plutonice fierbinţi) şi presiuni scăzute *faciesul corneenelor*. Pe baza conţinutului mineralogic se stabileşte faciesul şi implicit condiţiile de formare a rocilor metamorfice.

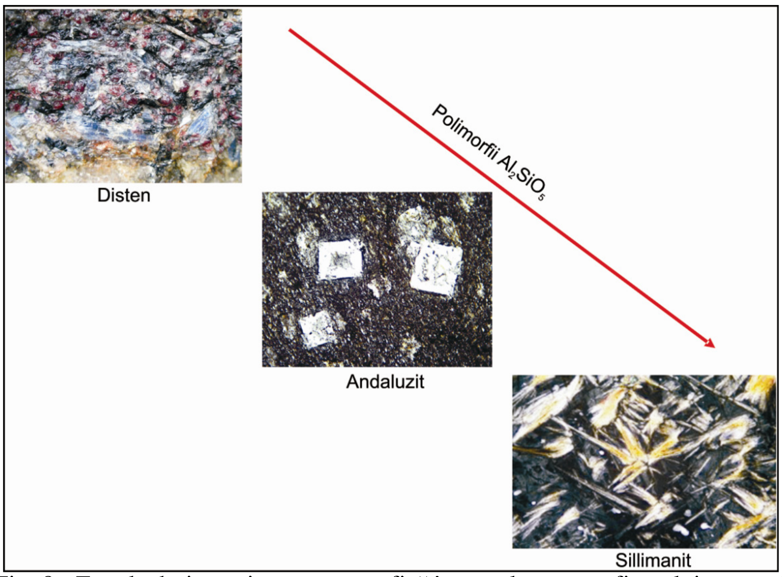


Fig. 8 - Zonele de intensitate metamorfică în cazul metamorfismului prograd

Zona cu clorit	Filite Șisturi clorito-sericitoase Șisturi clorito-sericitoase cu albit Șisturi cu cloritoid
Zona cu biotit	Șisturi cu biotit Șisturi cu sericit și biotit Șisturi cu clorit și biotit Șisturi cu albit și biotit
Zona cu granat	Micașisturi cu granat Micașisturi cu granat și albit Micașisturi cu grafit
Zonele cu disten, staurolit și sillimanit	Șisturi cuarțo-feldspatice Ortognaise Paragnaise

Fig. 9 - Zonele mineralogice și asociațiile litologice în cazul metamorfismului prograd

5. Structura rocilor metamorfice

***Structura** rocilor metamorfice* depinde de gradul şi tipul de metamorfism. Apariţia şi creşterea cristalelor în stare solidă, prin recristalizare metamorfică se numeşte *blasteză*, iar structurile rezultate se numesc *cristaloblastice*. După forma cristalelor şi raportul între ele se disting:

- s*tructuri granoblastice* reprezentată prin cristale granulare cu dimensiuni aproape egale pe cele trei direcţii (izometrice), de ex. marmura, corneenele, etc;
- *structuri lepidoblastice* (lepidos = solz) - cristale foioase sau solzoase dispuse paralel, asemănătoare solzilor de peşte, structură frecventă la micaşisturi;
- *structuri nematoblastice* în care cristale alungit-prismatice sunt orientate paralel;

Textura, adică modul de distribuţie în spaţiu a mineralelor componente poate fi:
- *şistoasă*, constituită din minerale foioase aranjate după plane paralele aşa cum se întâlneşte de ex. la *micaşisturi*;
- *masivă*, ale căror minerale nu au o orientare preferenţială, de ex. *cuarţitele*.

6. Clasificarea rocilor metamorfice

După cum afirmă M. Şeclăman et al. (1999) clasificările vechi acceptau „două tipuri fundamentale de metamorfism, respectiv de contact şi regional, ori în prezent se cunosc „mai multe tipuri metamorfice poligenetice", dar pot fi decelate două mari categorii:

- ***Roci cu grad redus de metamorfism***, la care protolitul este uşor de recunoscut, motiv pentru care la denumirea rocii iniţiale se adaugă prefixul „meta", de ex. metabazalt, metagranit etc.;
- ***Roci cu grad avansat de metamorfism*** care nu păstrează structura petrografică a protolitului şi, uneori, nici chimismul acestuia. Dintre aceste metamorfite menţionăm:
- *corneene* - roci metamorfice izotrope, microgranulare, diverse din punct de vedere mineralogic;
- *skarne* - în mod obişnuit roci izotrope alcătuite mai ales din silicaţi calcici;
- *marmure* formate din cristale mari de calcit;

- *cuarțite* - roci predominant cuarţitice;
- *gnaise*_- roci şistoase alcătuite prevalent din feldspat şi mice;
- *micaşisturi* - roci şistoase constituite mai ales din mice şi cuarţ;
- *filite* - roci şistoase, fine, alcătuite din filosilicaţi;
- *şisturi verzi* - roci şistoase formate din albit şi un mineral verde (clorit, epidot);
- *amfibolite* - roci şistoase constituite din hornblendă şi feldspat plagioclaz;
- *eclogite* - roci cu densitate mare de peste 3,3 g/cm.

În cadrul modelului de evoluţie a litosferei pe care îl propune modelul tectonicii globale, se pot deosebi trei regiuni majore în care se desfăşoară procesele metamorfice, corespunzând la trei tipuri de contacte între plăci: convergente, divergente şi falii transformante. În toate aceste cazuri se creează condiţii de temperatură şi presiune pentru transformarea rocilor, care-şi readaptează structura şi compoziţia mineralogică şi chimică la noul context fizic. Corespunzător acestor zone se conturează **metamorfismul regional = dinamotermic** (în zonele de convergenţă), **metamorfismul fundurilor oceanice** (asociat rifturilor) şi **metamorfismul cataclastic** (asociat faliilor transformante). La acestea se asociază metamorfismul metasomatic, anatectic, de contact şi de îngropare.

M. regional (Fig. 10,11 12)

Factorii: P şi T se manifestă în întreaga gamă de valori, până la cele ce determină fuziunea rocilor, de regulă în sistem închis; acţionează în special stressul şi într-o mai mică măsură presiunea litostatică;

Condiţii geologice: în regiunile de convergenţă a plăcilor, acolo unde are loc cutarea formaţiunilor geologice;

Distribuţie: de regulă în arii alungite, paralele cu zonele de subducţie şi de sutură a plăcilor;

Caractere petrografice: roci foarte variate constituite din neoformaţiuni, cu şistozitate pronunţată, cu o distribuţie petrografică zonală;

Metamorfimul regional este divizat în trei subtipuri, în corelaţie cu adâncimile la care se manifestă:

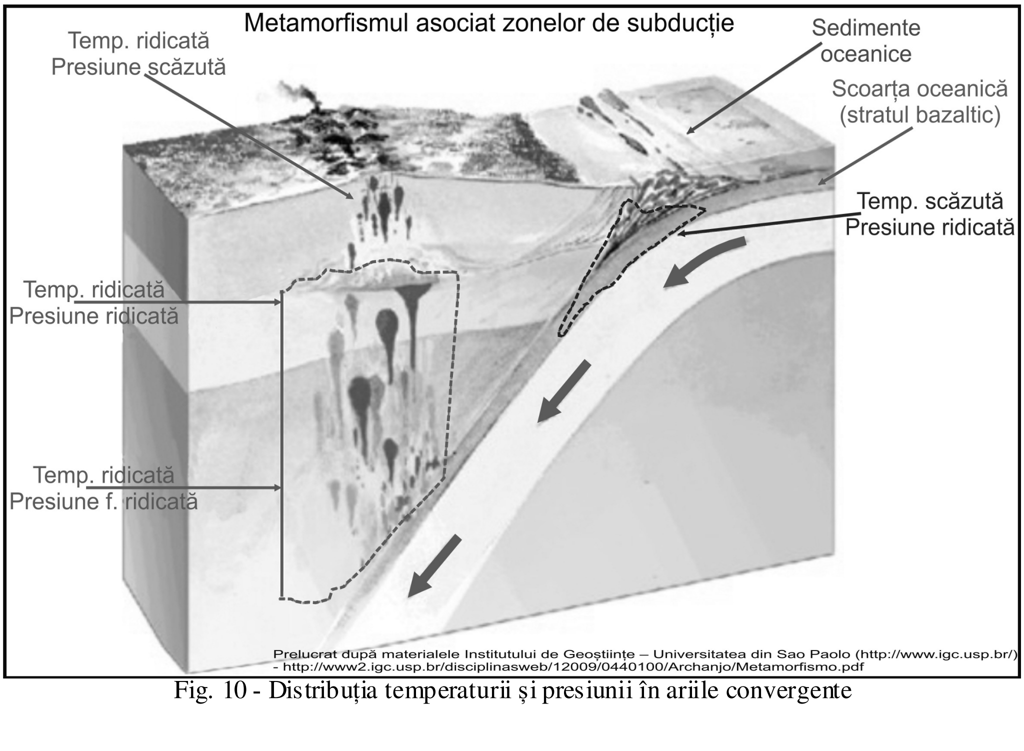


Fig. 10 - Distribuția temperaturii și presiunii în ariile convergente

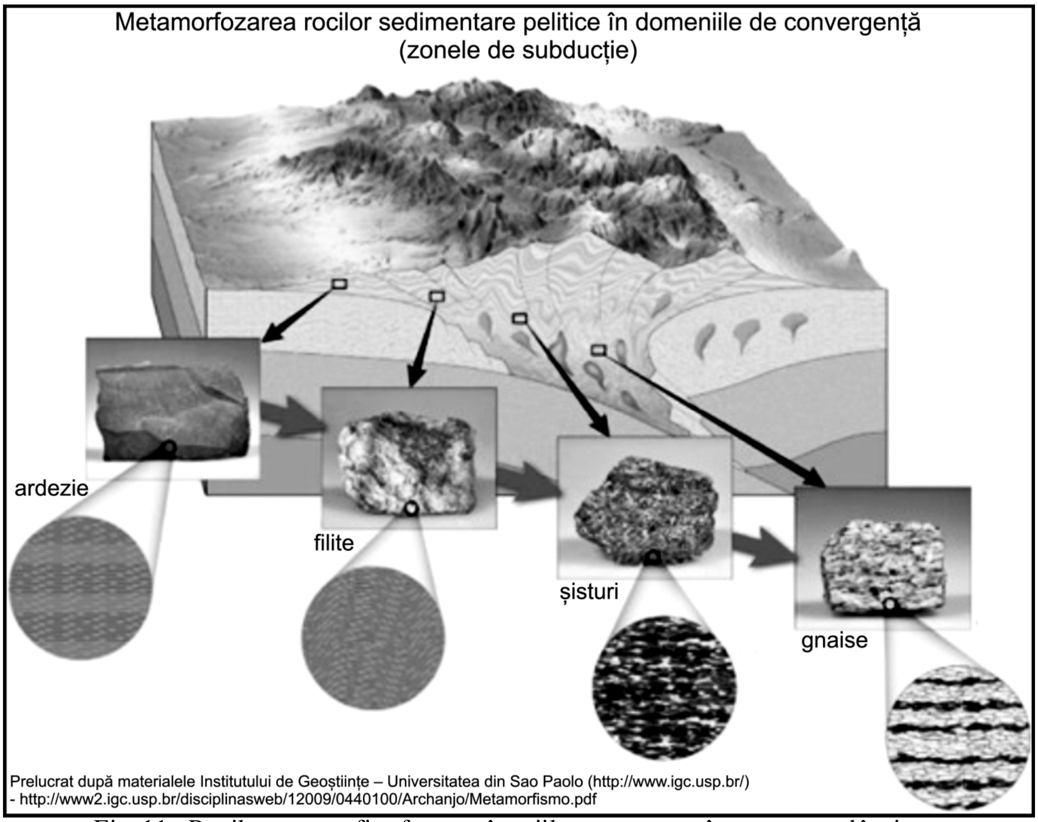


Fig. 11 - Rocile metamorfice formate în ariile convergente în raport cu adâncimea

Zona de adâncime	Temperaturi [^{0}C]	Presiune litostatica	Stressul	Tipuri de roci
Epizona	200 - 400	slaba	puternic	Filite si sisturi
Mezozona	400 – 600	medie	slab	Micasisturi Amfibolite Marmure Cuartite
Catazona	600 - 700	puternica	slab / f. slab	Gnaise Roci cuarto-feldspatice

Fig. 12 - Zonele de inensitate metamorfică a metamorfismului regional

M. fundurilor oceanice

Factori: T şi soluţiile hidrotermale cu un caracter sodic; sistemul este deschis;

Condiţii geologice: în imediata apropiere a rifturilor oceanice;

Distribuţie: datorită expansiunii fundului oceanic, deşi generate lângă rift, produsele ajung să aibă o largă dezvoltare cvasitabulară în întreg bazinul oceanic;

Caractere petrografice: roci cu caracter bazic, neşistoase (masive), conţinând adesea albit şi minerale hidratate: *serpentinitele*, *metabazaltele*, *metagabrourile*.

M. cataclastic

Factori: stressul şi cu totul accidental T, acţionând în sistem închis;

Condiţii geologice: în apropierea faliilor cu deplasări importante;

Distribuţie: corpuri tabulare, subţiri, care urmăresc planul de falie;

Caractere petrografice: simpla zdrobire a mineralelor preexistente şi crearea unei puternice şistozităţi şi neoformaţii de minerale lamelare; roci puţin coerente; roci cataclastice necoezive, milonite, gnaise milonitice.

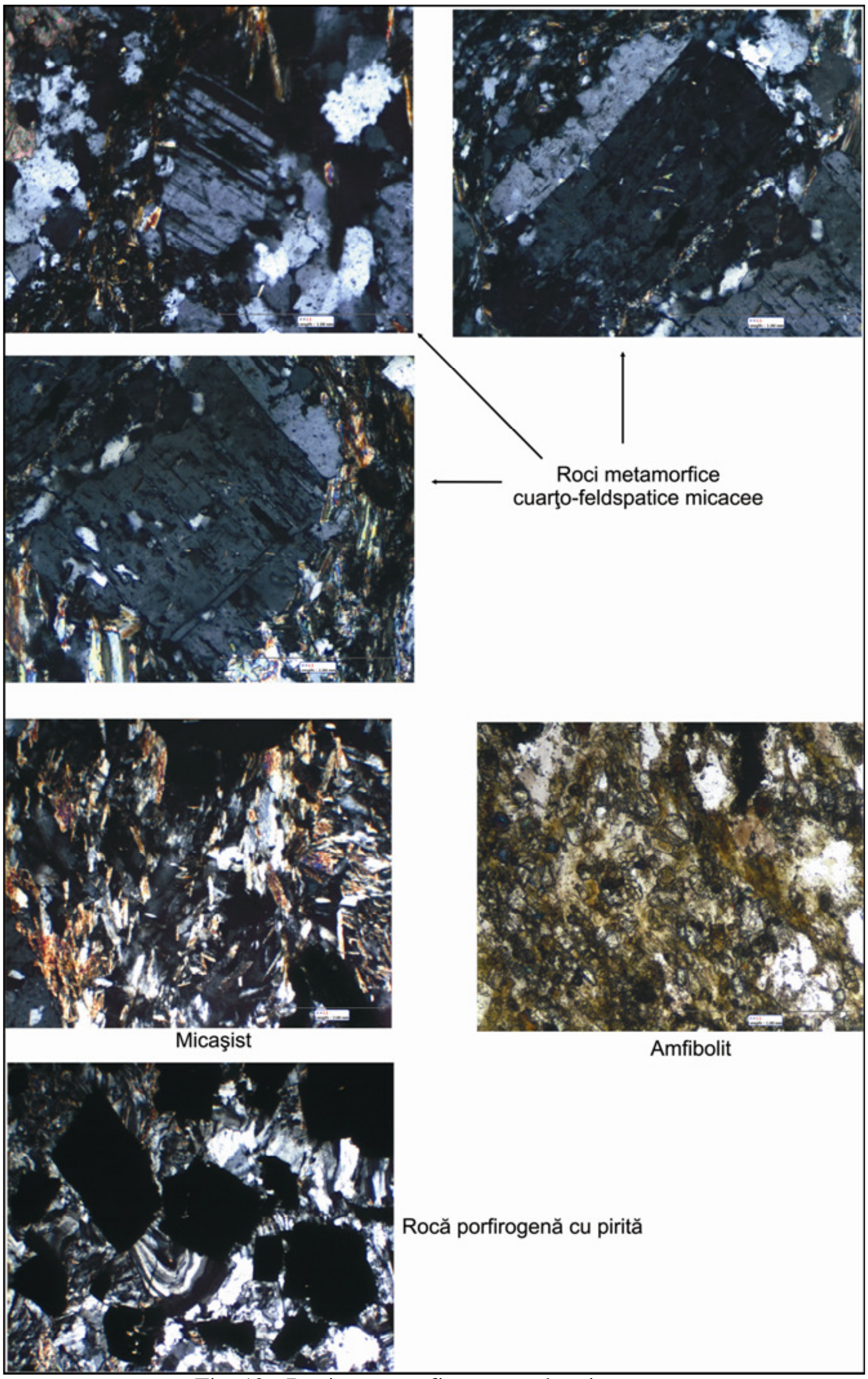


Fig. 13 - Roci metamorfice vazute la microscop

IV.4. Circuitul rocilor în natură

După cum era şi firesc, circuitul rocilor în natură ilustrează foarte bine legea conservării materiei conform căreia „nimic nu se pierde, nimic nu se câştigă, totul se transformă".

Magmele se consolidează fie în adâncime (*rocile plutonice*), fie la suprafaţă (*roci vulcanice*). În primul caz, mai ales ca urmare a acţiunii stessului, rocile plutonice se pot transforma în roci metamorfice. În al doilea caz, o parte a ramurilor ascendente ale curenţilor de convecţie aduc la suprafaţă în dorsalele oceanice magme (lave), prin consolidarea cărora iau naştere roci vulcanice bazice. Odată consolidate acestea sunt supuse acţiunii proceselor exogene, adică procesului de dezagregare, iar clastele rezultate sunt transportate, acumulate în bazine de sedimentare şi după diageneză devin roci sedimentare.

Ajunse în zonele de subducţie (= de consum), plăcile oceanice de natură bazaltică şi o mică parte din sedimentele acoperitoare reintră, prin topire, în astenosferă şi circuitul se închide.

De asemenea, rocile vulcanice apărute în zonele de coliziune sunt supuse şi ele acţiunii agenţilor externi, dezagregate, transformate în epiclaste, transportate, sedimentate şi diagenizate, rezultând roci sedimentare.

Rocile metamorfice, indiferent de natura protolitelor (magmatice, sedimentare sau metamorfice), formate la adâncimi de zeci de kilometri, sunt aduse la suprafaţă prin procese de orogeneză în lanţuri muntoase şi supuse acţiunii agenţilor externi care le transformă în material detritic transportat şi depus ca sedimente, care prin diageneză devin roci sedimentare.

Rocile sedimentare ajunse la suprafaţă prin procese de orogeneză ori epirogeneză sunt supuse aceloraşi agenţi exogeni şi transformate mai întâi în sedimente şi apoi în noi roci sedimentare. Odată formate aceste roci sedimentare pot fi scufundate prin procese de subducţie la adâncimi considerabile, unde sunt metamorfozate sau chiar topite în magme care migrează spre suprafaţă şi după consolidare devin roci plutonice sau vulcanice şi astfel circuitul se reia.

Urmărind circuitul rocilor în natură rezultă în mod clar acţiunea antagonistă dintre factorii endogeni, constructori de relief, şi factorii exogeni, distrugători de relief, care peneplenizează ariile orogene.

Evident, spre deosebire de alte circuite ale materiei în natură, circuitul rocilor este un proces geologic deosebit de complex şi de îndelungat, măsurabil în zeci şi sute de milioane de ani.

V. ELEMENTE DE CARTOGRAFIE ŞI GEOLOGIE STRUCTURALĂ

V.1. PRODUSE CARTOGRAFICE

Harta este o reprezentare grafică în plan orizontal a suprafeţei terestre, sau a unei porţiuni din aceasta, generalizată (se reprezintă elementele esenţiale ale realităţii fizice sau fenomenologice), convenţională (foloseşte pentru reprezentare semne şi simboluri convenţionale), micşorată (suprafaţa reprezentată se micşorează după o anumită scară de proporţie) şi aproximativă (în sensul că orice proiecţie a unei suprafeţe sferice pe un plan, conform unei proiecţii cartografice, are ca dezavantaj faptul că distorsionează cel puţin una din mărimi: lungimi, unghiuri sau suprafeţe).

În funcţie de elementele reprezentate, hărţile se împart în două mari categorii: ***hărţi fizice*** (geografice, geomorfologice, geologice, pedologice, climatologice, hidrologice, biogeografice, etc.) care reprezintă realităţi fizice naturale şi ***hărţi*** care reprezintă elemente din ***domeniul sociouman*** (politice, istorice, toponimice, economice, ale aşezărilor umane, transporturilor, agriculturii, etc.).

O altă clasificare foarte importantă a hărţilor este în funcţie de scara de proporţie. De regulă se acceptă următoarea clasificare, cu unele nuanţări în funcţie de domeniul de utilizare: ***planuri topografice*** (sc. 1:50 - 1:25000), ***hărţi la scară mare*** (sc. 1 25000 - 1:200000), ***harţi la scară mijlocie*** (sc. 1:200000 - 1:1000000) şi ***hărţi la scară mică*** (sc. peste 1:1000000).

Elementele minime pe care trebuie să le conţină o hartă pentru a fi lucrativă, pe lângă obiectul reprezentării, sunt: *titlul*, *legenda* (conţine semnele convenţionale, simbolurile şi culorile folosite pentru reprezentare) şi *scara de proporţie* (raportul dintre lungimile de pe hartă şi cele din teren).

Pentru domeniul geomorfostructural se folosesc în general hărţi tematice specifice segmentelor geologic şi geomorfologic.

1. *Hărţi geologice*. Harta geologică redă pe o bază topografică cu ajutorul simbolurilor, semnelor şi culorilor convenţionale, intersecţia limitelor structurilor geologice cu suprafaţa terestră. Situaţia litologic-structurală care se reprezintă pe hartă este cea conţinută în planul situat imediat sub învelişul pedologic, sau, acolo unde acesta lipseşte, suprafaţa de la contactul cu atmosfera sau învelişul hidrografic.

Hărţile geologice se întocmesc la scări diferite, în funcţie de întinderea suprafeţei de teren reprezentate, gradul de cunoaştere al regiunii, densitatea lucrărilor de cercetare şi destinaţia acestora. Hărţile la scară mică sunt reprezentări sintetice ale structurilor geologice care caracterizează ţări, grupuri de ţări, continente sau Globul terestru. Hărţile la scară mijlocie sunt de factură regională, evidenţiind structura şi istoria geologică a regiunii cercetate, implicând şi corelaţii cu factorii genetici ai acumulărilor de substanţe minerale utile. Hărţile la scară mare sunt reprezentări detaliate ale structurilor geologice din regiuni cu o extindere redusă. Au un puternic caracter aplicativ, fiind întocmite în urma unor lucrări de prospecţiune de detaliu şi explorare şi care servesc ca instrument de lucru în procesele de exploatare a substanţelor minerale, proiectarea unor lucrări edilitare, de infrastructură, etc.

În mod obişnuit o hartă, oricât de amănunţită ar fi, nu poate cuprinde întreaga gamă de date oferită de realitatea terenului. Din acest motiv, în funcţie de destinaţia hărţilor, se întocmesc hărţi speciale pe care se reprezintă un anumit set de informaţii geologice (de ex. pe hărţile hidrogeologice se vor prezenta în special acviferele, etc). Principalele reprezentări cartografice de acest fel sunt: *structurale* (redau forma de zăcământ şi poziţia volumelor de roci, precum şi structurile tectonice pe care rocile le îmbracă); *litologice* (prezintă de regulă variaţiile petrografice ale subdiviziunilor litostratigrafice); *litofaciale* (sunt reprezentate variaţiile spaţiale ale condiţiilor de sedimentare dintr-un anumit bazin, într-un anumit interval cronostratigrafic,

reflectate în depozitele litologice); *paleogeografice* (sunt reproduse condiţiile fizico-geografice dintr-un anumit interval de timp geologic); *tectonice* (redau structura de ansamblu a subsolului şi evoluţia tectonică într-o anumită regiune); *hidrogeologice* (prezintă extinderea şi parametrii caracteristici ai complexelor acvifere); *geofizice* (sunt reprezentate principalele câmpuri fizice naturale din anumite regiuni: gravitaţional, magnetic, radioactiv, electric, seismic, etc); *geologo-inginereşti* (redau răspândirea diferitelor tipuri de roci corelat cu proprietăţile lor fizico-mecanice), etc. Categoriile de hărţi enunţate nu epuizează lista, ci la acestea se mai adaugă o serie caracteristică unor subdomenii de cercetare sau dictate de unele necesităţi practice (de exemplu hărţile seismice, de risc geologic, etc.).

Pentru facilitarea utilizări hărţilor în activităţile de cercetare şi aplicative, precum şi interpretarea corectă a acestora, materialul cartografic este însoţit de ***secţiuni geologice***, ***bolc-diagrame*** şi ***coloane stratigrafice***.

Secţiunile geologice sunt reprezentări grafice a structurii geologice pe un plan, de regulă vertical, cu diferite orientări. Se obişnuieşte ca secţiunile geologice să se execute la aceeaşi scară cu harta, scările orizontală şi verticală fiind în mod normal egale. Însă, când situaţia o impune, se poate exagera mărimea scării verticale, scării orizontale, sau ambele, cu obligaţia de a le consemna la legendă.

Blocul-diagramă este o reprezentare a unei porţiuni din scoarţa terestră în perspectiva tridimensională, micşorată la scara de proporţie corespunzătoare hărţii topografice. În plan orizontal sunt figurate trăsăturile principale ale reliefului, iar pe secţiunile laterale şi frontală se redau profilele geologice corespunzătoare.

Coloanele stratigrafice sunt de asemenea construcţii grafice, pe care se reprezintă succesiunea cronostratigrafică a formaţiunilor geologice dintr-o regiune, tipurile petrografice şi raporturile stratigrafice ale formaţiunilor litologice. Pentru a reda situaţia geologică se folosesc semnele convenţionale, simbolurile şi culorile. În partea stângă a coloanei se figurează subdiviziunile cronostratigrafice şi simbolurile, iar în parte dreaptă grosimile unităţilor şi subunităţilor liotostratigrafice, caracteristicile petrografice, conţinutul paleontologic, etc.

2. *Hărţi geomorfologice*. Dacă hărţile geologice constituie o etapă indispensabilă în cunoaşterea structurilor geologice ale scoarţei terestre, fără un instrument similar, care este harta geomorfologică, nu se poate concepe cercetarea reliefului. Acestea au o largă gamă de utilizări din punct de vedere aplicativ, cum ar fi în proiectarea unor construcţii civile, feroviare, rutiere, proiectarea lucrărilor de combatere a degradării terenurilor, etc.

Hărţile geomorfologice sunt reprezentări cartografice pe care cu ajutorul simbolurilor, semnelor convenţionale şi culorilor se redau caracteristicile şi evoluţia reliefului unei regiuni, în corelare cu natura rocilor şi cu elementele structural-geologice ale subsolului.

Criteriile care stau la baza sistematicii hărţilor geomorfologice, cel mai des utilizate, sunt: *conţinutul* (hărţi morfografice, morfometrice, morfogenetice, risc geomorfologic, etc); *destinaţia* (cu destinaţie largă şi cu destinaţie restrânsă); *gradul de generalitate* (hărţi analitice sau parţiale şi generale sau de sinteză); *cronologic* (hărţi paleogeomorfologice, actuale şi de prognoză); *scara* (la scară mică, mijlocie şi mare).

Hărţile sunt însoţite pentru explicitare de profile geomorfostructurale, bloc-diagrame, schiţe panoramice, diagrame.

Profilul geomorfostructural este o formă de redare sintetică, pe anumite direcţii, de regulă în plan vertical, a elementelor principale ale cadrului natural: forme de relief, alcătuirea structural-litologică a regiunii, învelişul pedologic, formaţiuni vegetale când este cazul, etc.

Schiţa panoramică este o reprezentare cartografică sugestivă, care reproduce elementele caracteristice ale peisajului prin accentuarea unor linii, în funcţie de scopul urmărit. Se foloseşte pentru reprezentarea aspectelor generale, cât şi ale particularităţilor de detaliu ale reliefului. Schiţa panoramică trebuie să aibă un titlu precis şi complet, care să permită localizarea exactă a

acesteia în spaţiu. Când se execută după o hartă sau o fotografie este necesar să se menţioneze acest lucru.

Legendele hărţilor geomorfostructurale. Legendele sunt părţi componente ale hărţilor, care cuprind totalitatea elementelor simbolice (culori, semne convenţionale, simboluri, indici numerici, izolinii, haşuri, etc.), cu ajutorul cărora se concretizează trăsăturile de conţinut ale regiunii, într-o manieră expresivă, intuitivă şi explicativă. Datorită particularităţilor de conţinut ale diferitelor tipuri de hărţi geomorfostructurale, nu se poate întocmi o legendă unică. Elementele de simbolizare a conţinutului sunt preluate din legendele specifice ale hărţilor geologice şi geomorfologice.

V.2. STRUCTURI GEOLOGICE

În accepţiunea cea mai largă geologia structurală înțelege ***prin structură forma de zăcământ pe care o îmbracă rocile din scoarţă şi raporturile dintre acestea, la orice nivel dimensional: local, regional sau global.***

Analizând din punct de vedere genetic structurile geologice, se poate vorbi de ***structuri primare***, care sunt derivate din condiţiile de geneză a rocilor (sedimentare, magmatism, vulcanism) şi de ***structuri secundare*** sau ***tectonice,*** care apar ulterior prin reconfigurarea structurilor primare, ca urmare a acţiunii forţelor tectonice în anumite zone ale scoarţei.

Se vor analiza în continuare structurile primare ale rocilor sedimentare şi magmatice, rocile metamorfice moştenind structurile primare, peste care se grefează ulterior structurile secundare datorate proceselor de metamorfism.

V.2.1. STRUCTURI PRIMARE

1. Structurile primare ale rocilor magmatice

a. Structura primară a rocilor magmatice efuzive (vulcanice): ***curgerea*** (curgeri subaeriene; curgeri subacvatice, rezultând structuri pillow-lava; pillow = pernă; sin. amigdaloidă, vacuolară)

b. Structurile primare ale rocilor intruzive (= corpurile magmatice, plutonii)

În urma solidificării magmelor în adâncime, în camerele magmatice, pe canalele de aducţiune spre suprafaţă, pe fracturi sau pe limitele de satratificaţie-şistozitate, se formează corpuri de roci magmatice prin solidificarea magmelor sub suprafaţa topografică (= plutoni), alcătuite în principal din roci intruzive. Aceste corpuri reprezintă structurile primare ale rocilor magmatice.

În funcţie de raporturile corpurilor magmatice cu rocile înconjurătoare se deosebesc:

- plutonii discordanţi, ale căror limite taie sub un unghi oarecare formaţiunile sedimentare şi metmorfice de la contact, de ex.: batholitele, stock-urile, dyke-urile şi neck-urile (fig. 1);

- plutonii concordanţi, ale căror limite sunt paralele cu stratificaţia rocilor sedimentare sau şistozitatea rocilor metamorfice, de ex.: sill-urile, laccolitele, lapolitele, lopolitele şi facolitele (fig. 1).

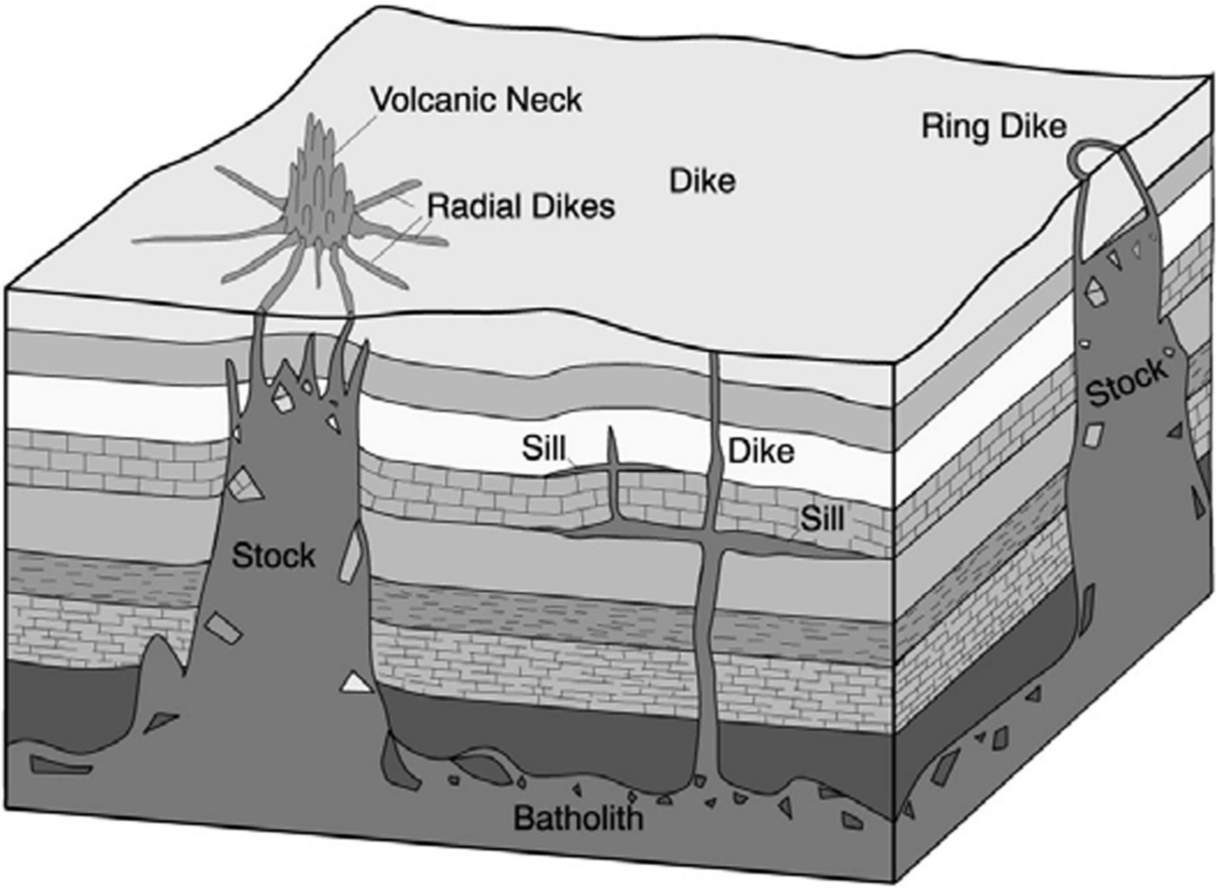


Fig. nr. 1 – Relaţiile dintre corpurile magmatice şi raporturile acestora cu rocile înconjurătoare
(din Winter - An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, 2001 și Prelegeri Igneous Petrology, 2003)

a. Batholitele (gr., bathus = adâncime)– corpuri intruzive de dimensiuni mari, peste 100 km^2, discordante, a căror înrădăcinare nu se cunoaşte.

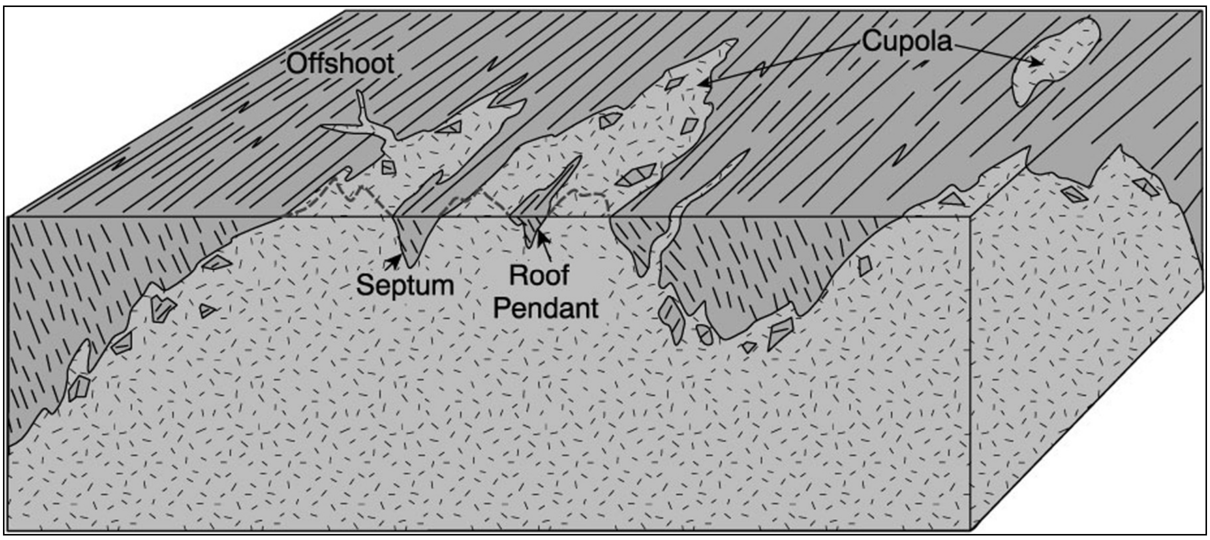


Fig. nr. 2 – Batholit figurat într-un bloc diagramă
(din Winter - An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, 2001 și Prelegeri Igneous Petrology, 2003)

Mai jos redăm dimensiunea unor carpuri batholitice așa cum a fost menționată de J. Winter, 2001

Denumire corp	Vârsta intruziunii	Localizare	Suprafața (kmp)
Bushveld	Precambrian	S. Africa	66.000
Dufek	Jurasic	Antarctica	50.000
Duluth	Precambrian	Minnesota, USA	4.700
Stillwater	Precambrian	Montana, USA	4.400
Muskox	Precambrian	NW Terit. Canada	3.500
Great Dike	Precambrian	Zimbabwe	3.300
Kiglapait	Precambrian	Labrador	560
Skaergård	Eocen	Estul Groenlandei	100

b. Stock-urile – corpuri intruzive de dimensiuni mai mici decât batholitele, sub 100 km^2, discordante, reprezentând magmele consolidate pe canalele de ascensiune spre suprafaţă.

c. Dyke-urike (engl., dyke = dig) – corpuri intruzive tabulare, discordante, cu lungimi şi de peste 50 km şi grosimi variabile, de la câţiva mm la sute de m (fig. nr. 3).

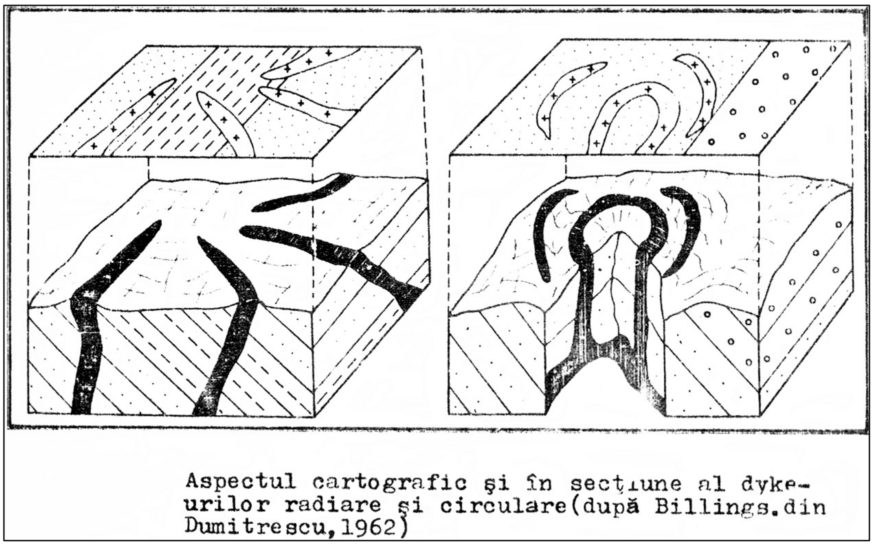


Fig. nr. 3 – Dispunerea discordantă a dyke-urilor în raport cu structura

d. Sill-urile (engl., sill = prag) – corpuri intruzive stratiforme, fals concordante, cu grosimi de ordinul metrilor până la sute de m, dezvoltate uneori pe suprafeţe de până la mii de km^2 (fig. nr. 4).

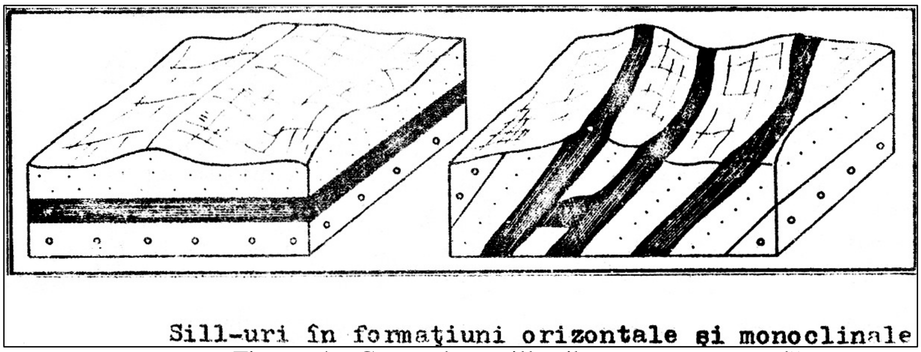


Fig. nr. 4 – Concordanţa sill-urilor cu structura gazdă

e. Laccolitele (gr., laccos = cisternă) – corpuri intruzive cu aspect de lentilă plan-convexă sau biconvexă, de 3-6 km^2 în suprafaţă şi grosimi de până la 1 km (fig. nr. 5).

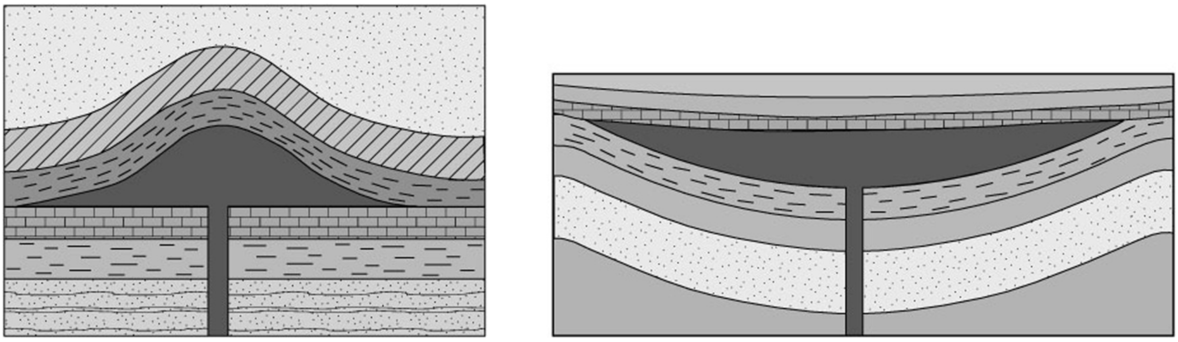
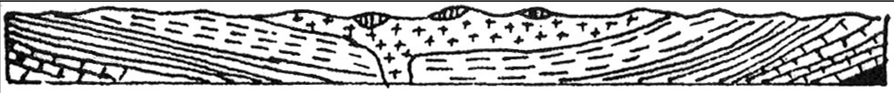


Fig. nr. 5 – Laccolit şi lopolit în secţiune

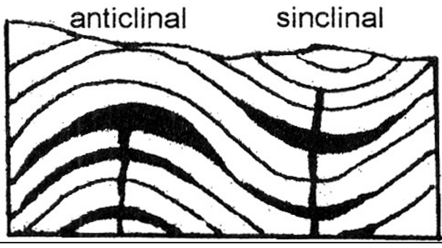
(din Winter - An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, 2001 şi Prelegeri Igneous Petrology, 2003)

f. Lopolitele – corpuri intruzive concordante cu structura camerei magmatice (fig. nr. 6).

g. Facolitele – corpuri intruzive în formă de semilună, care au luat naştere prin injecţia magmei în bolţile unor anticlinale sau sinclinale (fig. nr. 6).



Lopolit (după P. Jeanrenaud şi T. Simionescu, 1982).



Facolit (după P. Jeanrenaud şi T. Simionescu, 1982).

Fig. nr. 6 – Lopolit şi facolit în secţiune

2. Structura primară a rocilor sedimentare

a. Stratul: definiţie, elementele sale, concordanţa şi discordanţa stratelor

Stratul reprezintă un volum de roci limitat de suprafeţe mai mult sau mai puţin plane, caracterizat prin omogenitate structurală internă, alcătuire petrografică, granulometrică şi culoare specifice. La origine, este un volum de sedimente depus într-un spaţiu, într-un interval de timp în care factorii care au controlat sedimentarea au fost constanți.

Elementele principale ale unui strat sunt: *faţa inferioară* (Fi), faţa *superioară* (Fs), *acoperişul stratigrafic* (As), *culcuşul stratigrafic* (Cs), *acoperişul morfologic* (Am), *culcuşul morfologic* (Cm) şi *grosimea stratigrafică* (Gn) (fig. 7).

Fiecare strat are o faţă superioară (creştetul), mai nouă cronostratigrafic şi o faţă inferioară (talpa), mai veche cronostratigrafic, de regulă paralele. Culcuşul sau patul reprezintă stratul imediat inferior, mai vechi, în timp ce acoperişul corespunde cu stratul imediat superior, mai nou. Această geometrie este caracteristică numai structurilor primare, netectonizate şi în cazul cutelor drepte (cute la care planul axial este înclinat la 90^0). În cazul stratelor răsturnate şi cutelor deversate (cu planul axial înclinat cu valori diferite de 0^0 şi 90^0 se vorbeşte de un culcuş şi acoperiş morfologic (geometric) şi care nu corespunde cu culcuşul şi acoperişul stratigrafic. Practic, în acest caz, se inversează ca urmare a deversării cutelor poziţiile geometrice ale culcuşului şi acoperişului stratigrafic (fig. nr. 7).

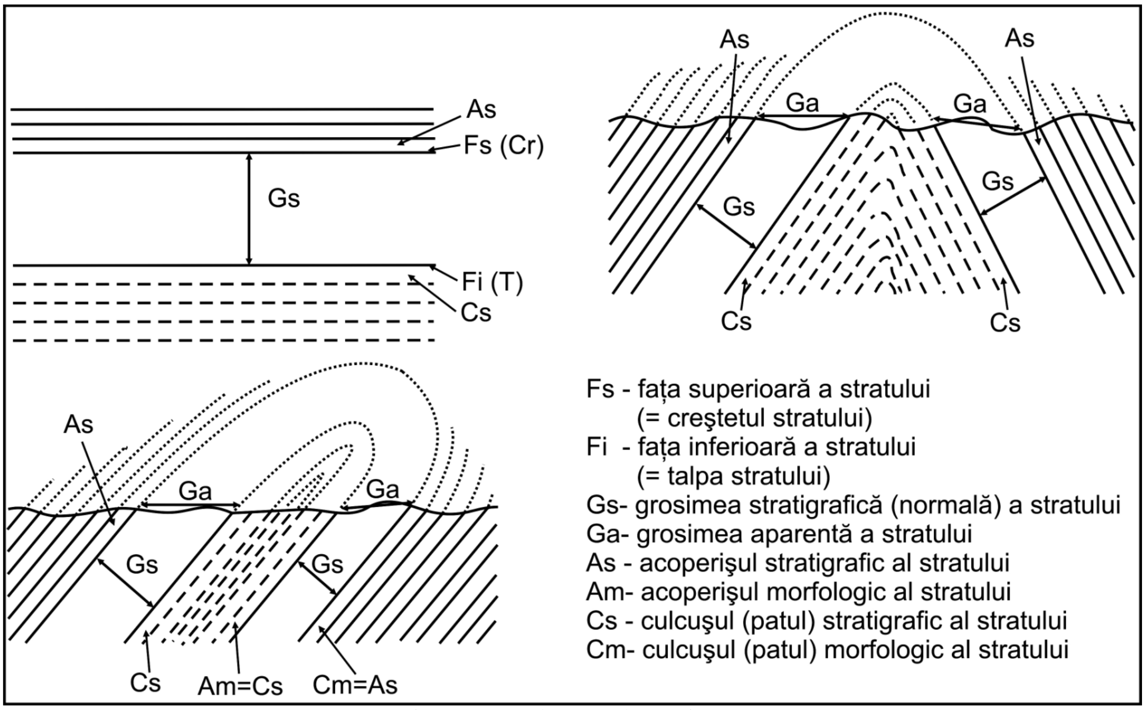
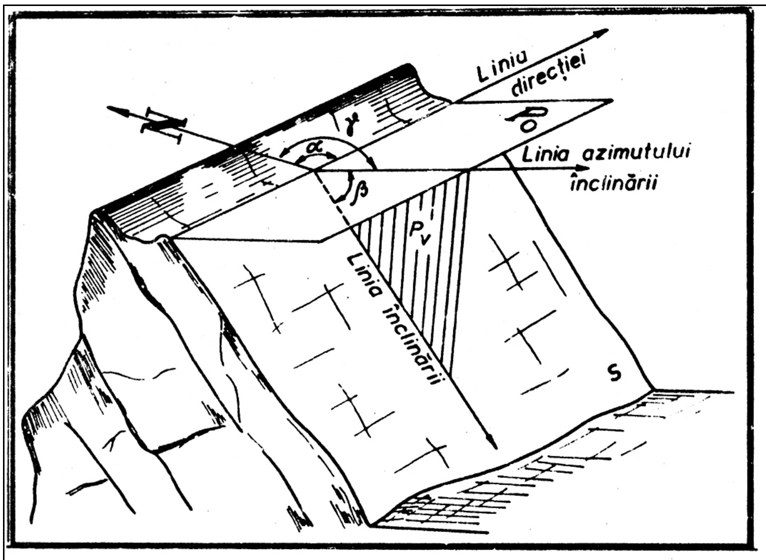


Fig. nr. 7 – Elementele unui strat

b. *Direcţia şi înclinarea stratelor*

Stratele înclinate în urma deformărilor tectonice sunt caracterizate de direcţia şi înclinarea stratului (fig. nr. 8).

Direcţia stratului este linia rezultată din intersecţia unui plan orizontal cu planul de stratificaţie (planul de separare a două strate), a cărei orientare se indică prin *azimutul direcţie* (unghiul pe care-l face direcţia stratului cu direcţia nord).



Elementele geometrice care definesc poziția în spațiu a stratului: α-direcția stratului; γ -azimutul înclinării stratului; β -înclinarea(căderea) stratului; S-suprafața de stratificație; O-plan orizontal; Pv-plan vertical

Fig. nr. 8 – Direcţia şi înclinarea stratelor

Înclinarea stratului este caracterizată de *sensul înclinării* si *valoarea înclinării*. Raporturile dintre direcţia stratului şi *sensul înclinării* este întotdeauna de perpendicularitate şi se indică prin *azimutul înclinării*. *Sensul înclinării* reprezintă unghiul format linia de cea mai mare pantă a stratului, conținută în planul de stratificație şi direcţia nordului geografic. *Valoarea înclinării* reprezintă unghiul pe care-l face linia de cea mai mare parte a stratului cu un plan orizontal (fig. nr. 8).

c. *Concordanţa şi discordanţa*

Orice strat sau complex de strate se poate găsi în raporturi de concordanţă sau de discordanţă cu formaţiunile sub- sau suprajacente.

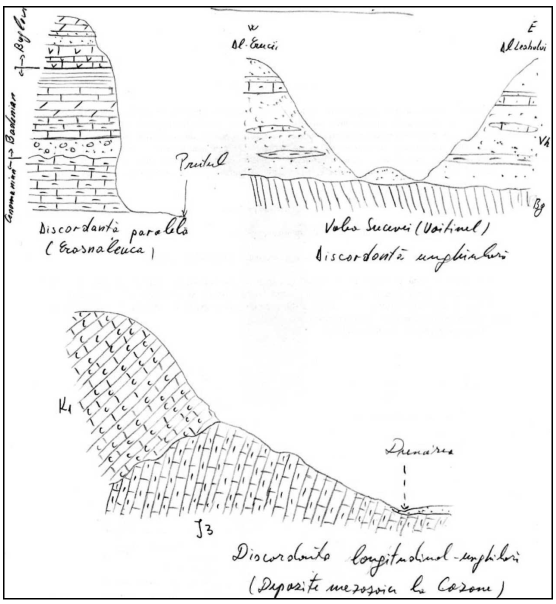


Fig. nr. 9 – Discordanţe paralele (fals concordanţe) şi discordanţe unghiulare

Dacă între două complexe de roci există o continuitate de sedimentare, atunci ele se află în raport de concordanţă. În mod obişnuit, stratele concordante sunt paralele. În cazul în care un complex de strate (sau un strat), s-au depus peste formaţiunile mai vechi după un interval de întrerupere a sedimentării şi eventual de activare a eroziunii, raportul dintre ele este de discordanţă, iar suprafaţa de eroziune care separă stratul mai nou de formaţiunile mai vechi se numeşte suprafaţă de discordanţa (= paleorelief). Suprafeţele de discordanţă se formează datorită unor întreruperi de sedimentare şi eroziunii unor termeni (lacune de sedimentare) sau datorită mişcărilor tectonice. Discordanţele pot fi paralele şi unghiulare (fig. 9).

V.2.2. STRUCTURI SECUNDARE (TECTONICE)

Deformările scoarţei îmbracă forme şi dimensiuni variate, unele din ele fiind de dimensiuni foarte mici, greu de decelat, în timp ce altele pot atinge dimensiuni spectaculoase.

Într-o clasificare cu totul descriptivă, deformările se pot împărţi în *deformări discontinui*, caracterizate prin plane de fractură (numite şi *disjunctive*) şi *deformări continui*, alcătuind *domeniul cutelor*. Între cele două categorii de deformări există o trecere continuă.

1. Tectonica disjunctivă (faliile)

1.1. ***Faliile: definiţie, elemente, nomenclatura***

a) ***Planul de ruptură*** comun a două compartimente tectonice, după care se produce deplasarea acestora, unul în raport cu celălalt, constituie o ***falie***. Termenul are la origine cuvântul francez faillir, care semnifică a da faliment (sugerând în practica mineritului dispariţia nivelului util urmărit).

- *Planul de falie* (P) - reprezintă suprafaţa după care are loc deplasarea celor două compartimente formate prin fracturarea stivei de roci (fig. 10);
- *Direcţia faliei* (af) - este linia rezultată din intersecţia planului de falie cu un plan orizontal (fig. 10);
- *Orientarea direcţiei faliei* (γ) - reprezintă unghiul format de direcţia faliei cu meridianul (direcţia nord) (fig. 10);
- Î*nclinarea faliei* (β) - este unghiul diedru format dintre planul de falie şi un plan orizontal (fig. 10);

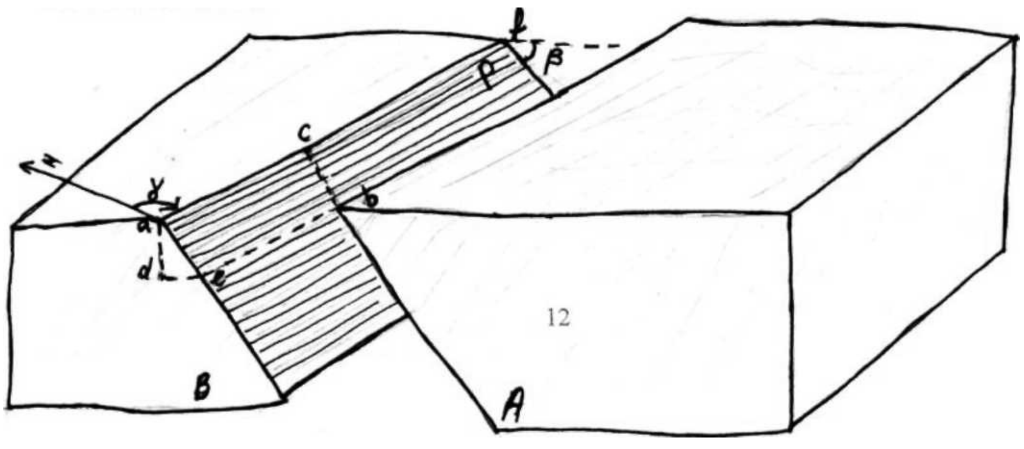


Fig. nr. 10 –Deplasarea compartimentelor tectonice în raport cu planul de falie

- *Săritura faliei* (pasul sau saltul) (ab) - constituie deplasarea a două puncte de pe cele două compartimente, inițial adiacente, măsurată pe planul faliei. Se disting mai multe categorii de sărituri, şi anume (fig. 10, 11):

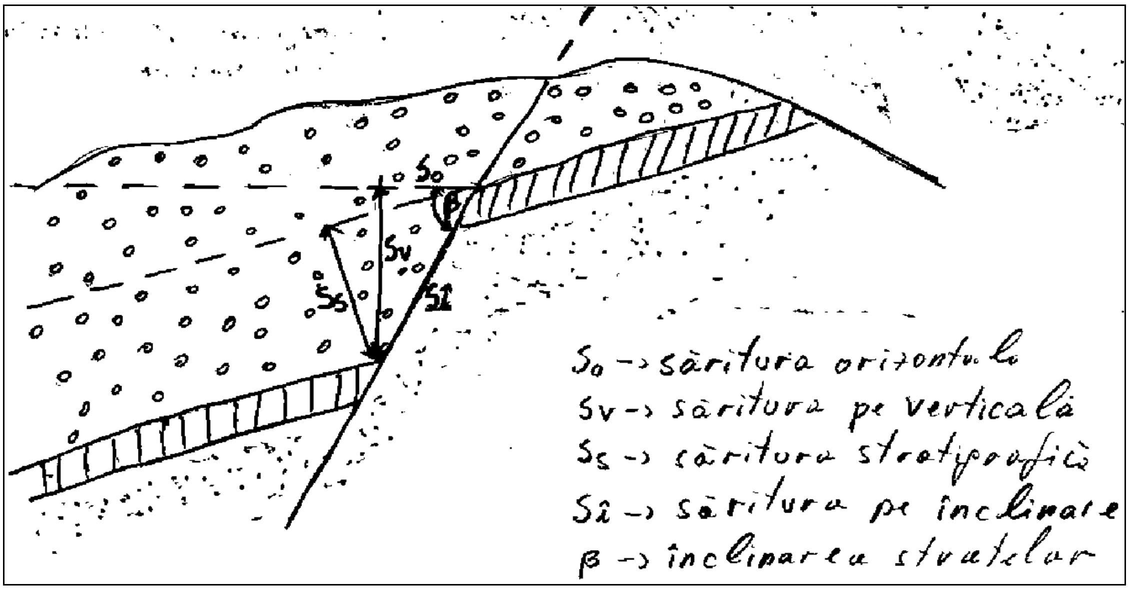


Fig. nr. 11 – Săritura faliei

- *săritura pe înclinare* (ae) - este componenta săriturii totale măsurată pe înclinare şi reprezintă mărimea deplasării compartimentelor măsurată după linia de cea mai mare pantă din planul faliei (fig. 10);
- *săritura verticală* (ad) - este componenta pe verticală a săriturii totale (fig. 10);
- *săritura orizontală* (eb = ac) - este componenta pe orizontală a săriturii pe înclinare, materializată în mărimea deplasării în plan orizontal (fig. 10);
- *săritura stratigrqfică* (S_s) - reprezintă deplasarea corespunzătoare intervalului de depunere a formațiunilor litologice (grosimea stratigrafica a depozitelor formate în „lacuna tectonică") (fig. 11).

1.2. ***Nomenclatura.*** Faliile se clasifică după elemente geometrice şi genetice:

1. <u>După unghiul de înclinare al planului de falie</u>, față de un plan orizontal:
- *falii înclinate* (planul de falie face cu planul orizontal un unghi diferit de 0^0 şi 90^0)
- *verticale* (planul de falie face cu planul orizontal un unghi de 90^0)
- *orizontale* (planul de falie face este orizontal)

2. <u>După sensul de deplasare a compartimentelor</u>, pe planul de falie:

a. în cazul faliilor înclinate, cu săritură pe verticală:

- *falii normale* – compartimentul de deasupra planului de falie se deplasează descendent (gravitațional) (iau naştere în regim distensional) (fig. 11, 12);
- *falii inverse* – compartimentele sunt deplasate pe planul de falie „antigravitațional" (iau naştere în regim compresional) (fig. nr. 12);

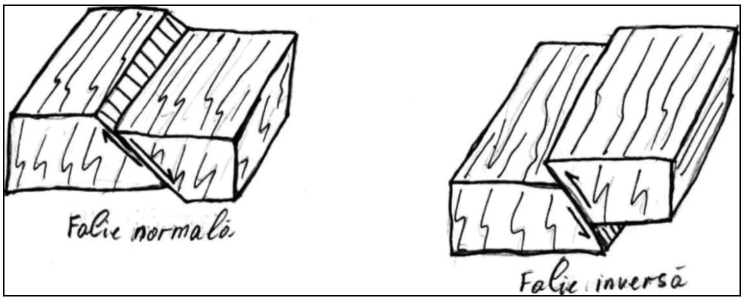


Fig. nr. 12 – Deplasarea compartimentelor tectonice în cazul faliilor normale şi inverse

b. în cazul faliilor cu săritură pe orizontală

b.1. *falii de transcurente* (compartimentele sunt deplasate numai în plan orizontal)

- *falii dextre* – compartimentul tectonic opus observatorului este deplasat spre dreapta (fig. nr. 13);
- *falii senestre* - compartimentul tectonic opus observatorului este deplasat spre stânga (fig. nr. 13);

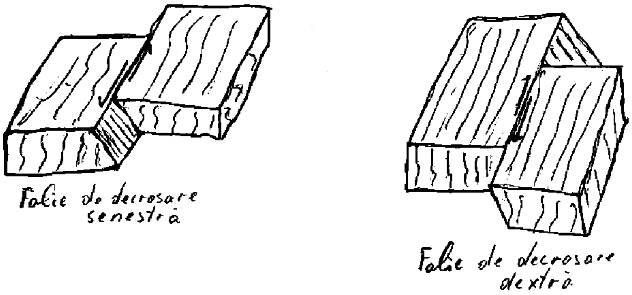


Fig. nr. 13 – Falii transcurente (= de decroşare)

b.2. *falii transformante* (sunt fracturile cu deplasare în plan orizontal care afectează rifturile oceanice)

3. După raportul dintre înclinarea planului de falii şi a stratelor de roci:

- *falii conforme* – planul faliei înclină în acelaşi sens cu cel al stratelor, fără ca înclinarea să aibă, obligatoriu, aceeaşi valoare;
- *falii contrare* – planul de falie înclină în sens invers înclinării stratelor

4. După raportul dintre direcţia faliei şi direcţia stratelor: *direcţionale, transversale* şi *oblice*.

5. După modul de asociere a faliilor în sistemul de falii (= falii conjugate) - termenii derivă din alura cartografică: *falii în releu*, *falii paralele*, *falii concentrice*, *falii radiare*, etc..

2. Deformări continui (cutele)

2.1. ***Cutele*:**
a. ***Descriere***

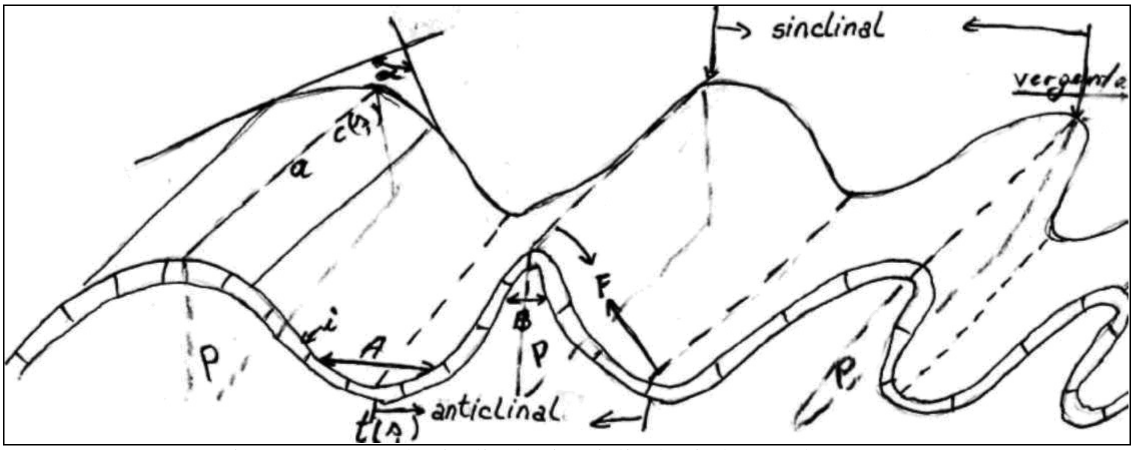


Fig. nr. 14 – Cutele sinclinale şi anticlinale şi elementele acestora

Se spune despre un strat că este cutat atunci când o suprafaţă de referinţă a acestuia, plană înainte de cutare, devine ulterior ondulată, datorită producerii unor mişcări compresionale. Cutele sunt forme structurate specifice pentru formaţiunile stratificate, cum sunt rocile sedimentare şi corespondentele lor metamorfice.

În momentul în care stratele suferă un fenomen de cutare, un plan de stratificaţie iniţial orizontal se transformă într-o suprafaţă ondulată, cu căderi variabile, rezultând cute concave, denumite ***sinclinale*** şi cute convexe, denumite ***anticlinale.***

b. ***Elementele unei cute*** (fig. nr. 14, 15)

- *Creasta* (c) - reprezintă linia care uneşte punctele cele mai ridicate ale unei suprafeţe de strat cutate;
- *Talpa* (t) - reprezintă partea cea mai de jos a uni strat cutat, la cutele verticale talpa corespunde cu şarniera;
- *Şarniera* (ş) - reprezintă punctul de curbură a unei cute;
- *Punctul de inflexiune* (i) - se află de o parte şi alta a liniei de curbură maximă şi corespunde cu locul în care sensul curburi se inversează, trecându-se de la bolta cutei la albia ei;
- *Unghiul de deschidere al cutei* (α) – este determinat de tangentele duse la punctele de inflexiune dispuse de o parte şi alta a şarnierei;
- *Albia* (A) - este zona de racordare a sinclinalului, în care înclinările scad treptat şi .îşi schimbă sensul;
- *Axul cutelor* (a) - rezultă din unirea punctelor de curbură maximă. Căderea axului unei cute defineşte *plonjul axial*, care determină închiderile perianticlinale (periclinale) şi perisinclinale (centriclinale):

Dimensional, cuta este caracterizată de: *înălţimea* (h) - distanţa în plan vertical între creastă şi talpă; *lăţimea* (l_s) - este distanţa cea mai mare măsurată în plan orizontal între două creste consecutive; *lăţimea desfăşurată* **-** se realizează în urma reconstrucţiilor palinspastice; *lungimea cutei* (L) - este lungimea axială între terminaţiile perianticlinale sau perisinclinale.

2.2. Tipul şi nomenclatura cutelor

a. După poziţia planului axial: *cute drepte* (planul axial la 90^0), *cute deversate* (planul axial înclinat între 0^0 şi 90^0) (fig. nr. 9), *cute răsturnate*, cu planul axial între 90^0 şi 180^0), etc.

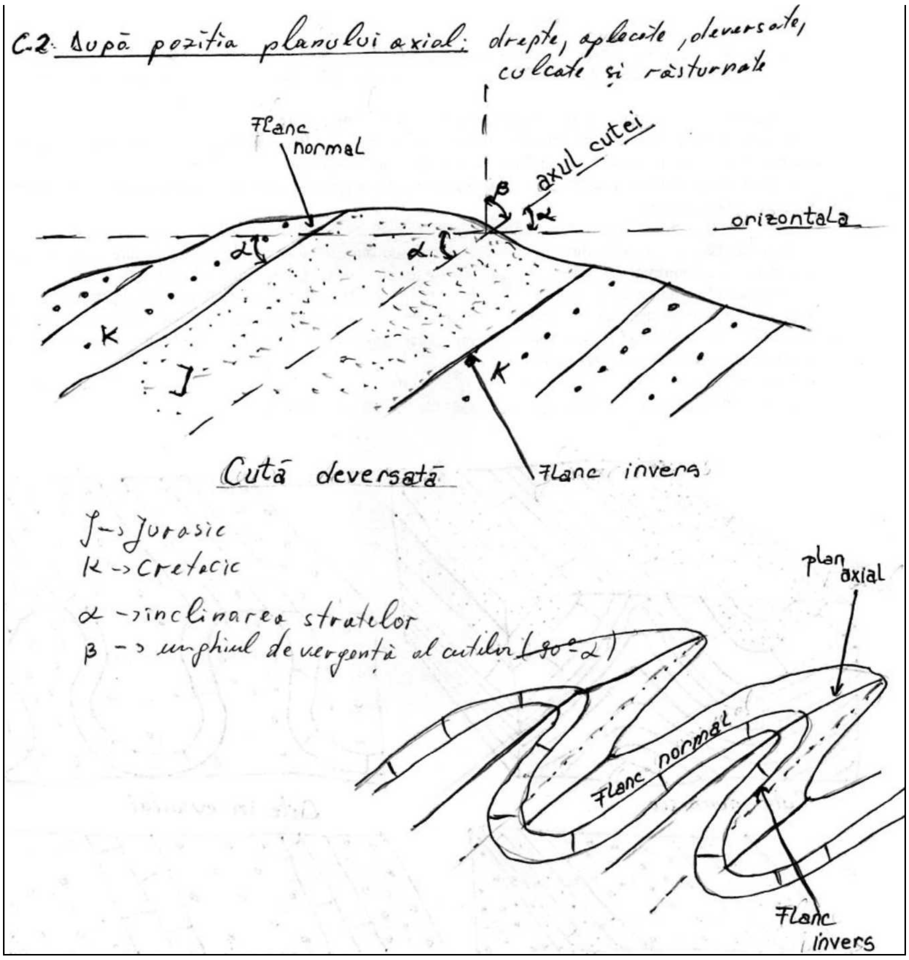


Fig. nr. 15 – Poziţia flancurilor în raport cu planul axial în cazul cutelor deversate

b. După simetria flancurilor şi forma acestora: *normale*, *în evantai*, *izoclinale*, *chevron, etc*.

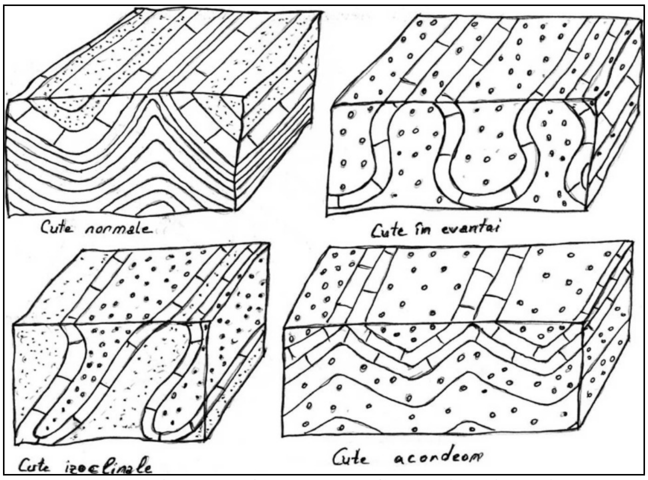


Fig. nr. 16 – Cute cu flancurile simetrice

3. Asociaţii de cute şi falii

3.1. Asociaţii de cute-falii

De regulă, faliile se produc odată cu cutarea, rezultând o serie de asociaţii de cute-falii, principalele categorii fiind: cute-falii, cute solzi şi pânze tectonice (fig. nr. 17). Aceste asociaţii de cute-falii sunt caracteristice structurilor de orogen.

Cute-falii (= ***cute solzi***) - cutele prezintă o falie după care are loc laminarea şi ruperea flancului invers, atunci acest ansamblu poartă numele de cute-falii.

Pânzele tectonice - sunt mase mari de roci care au fost deplasate sub acţiunea tensiunilor tectonice pe distanţe de ordinul a zeci sau chiar sute de kilometri.

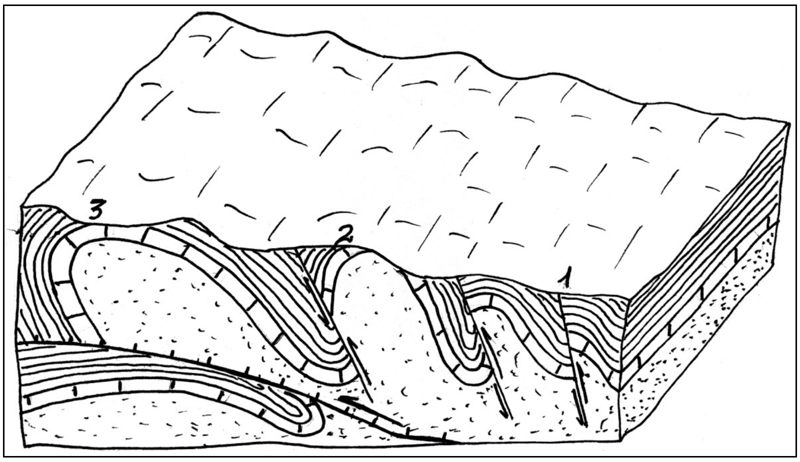


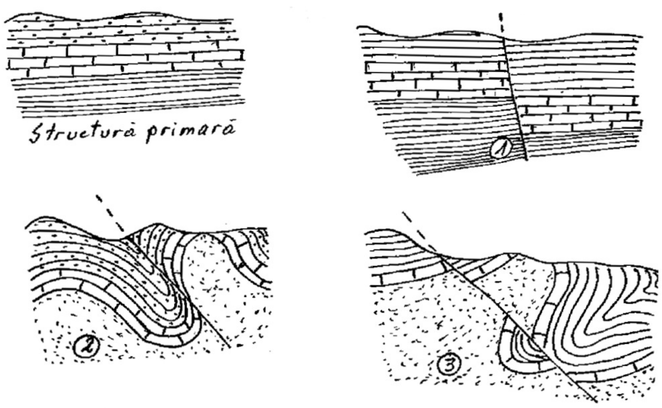
Fig. nr. 17 - Bloc diagramă ilustrând geometria şi nomenclatura asociaţiei de cute-falii
1 – cute solzi; 2 - cute falii; 3 - pânze tectonice.

După Billings, încălecările care se produc în structurile cutate se clasifică în felul următor (fig. nr. 18):

- încălecarea brizantă (sau de fractură) – se formează prin deplasarea compartimentelor în lungul unui plan de falii, perpendicular sau aproape perpendicular pe stratificaţie;

- încălecarea de tensiune (sau cuta-falie) – se formează prin solicitarea, subţierea (laminarea) şi ruperea flancului invers al unei cute deversate sau culcate. În lungul planului de falie stratele se laminează până devin aproape paralele cu acesta;

- încălecarea de forfecare ulterioară – planul de fractură afectează structurile anticlinale şi sinclinale deja definitivate, deci se produce o faliere post-cutare.



1 – încălecare brizantă; 2 – încălecare de tensiune; 3 – forfecare ulterioară.

Fig. nr. 18 – Încălecările în cazul unei structuri cutate după Billings

3.2. ***Pânze tectonice***

Aşa cum s-a amintit, acestea sunt deplasări ale unor mari mase de roci sub acţiunea tensiunilor tectonice, pe distanţe de ordinul a zeci sau chiar sute de kilometri (convenţional se consideră că reprezintă pânze, încălecările care depăşesc deplasarea măsurată în plan orizontal de cca. 5 km). După geneză se clasifică în: pânze de acoperire şi pânze de şariaj.

3.2.1. ***Pânzele de acoperire***

Se formează prin dezvoltarea de amploare a unei cute culcate la care se conservă ambele flancuri. Elementele unei pânze de acoperire sunt următoarele (fig. nr. 19):

- *flancurile normal şi invers* - reprezintă elementele similare unei cute culcate sau deversate;
- *zona de rădăcină* - reprezintă zona în care cuta iniţial verticală a pivotat în sensul deversării;
- -*şarniera radicală* - reprezintă zona în care flancul invers se racordează cu autohtonul;
- *şarniera frontală* - reprezintă porţiunea în care flancul normal al pânzei se racordează cu flancul invers;
- *lăţimea acoperirii* - este distanţa pe orizontală ce separă şarniera radicală de şarniera frontală şi pe care se realizează superpoziţia anormală a succesiunilor stratigrafice.
- *înălţimea pânzei* - reprezintă distanţa pe verticală de la partea superioară a pânzei şi până la autohton;
- *autohtonul* - reprezintă masa de roci peste care a fost împinsă stiva de roci, stratigrafie mai veche sau de aceeaşi vârstă, dar aparţinând altor zone primare de sedimentare;
- *paraautohtonul* - în cazul eşafodajului tectonic în pânze, o pânza superioară depăşeşte pânza ce constituie autohtonul, acoperind şi o parte din autohtonul autohtonului.

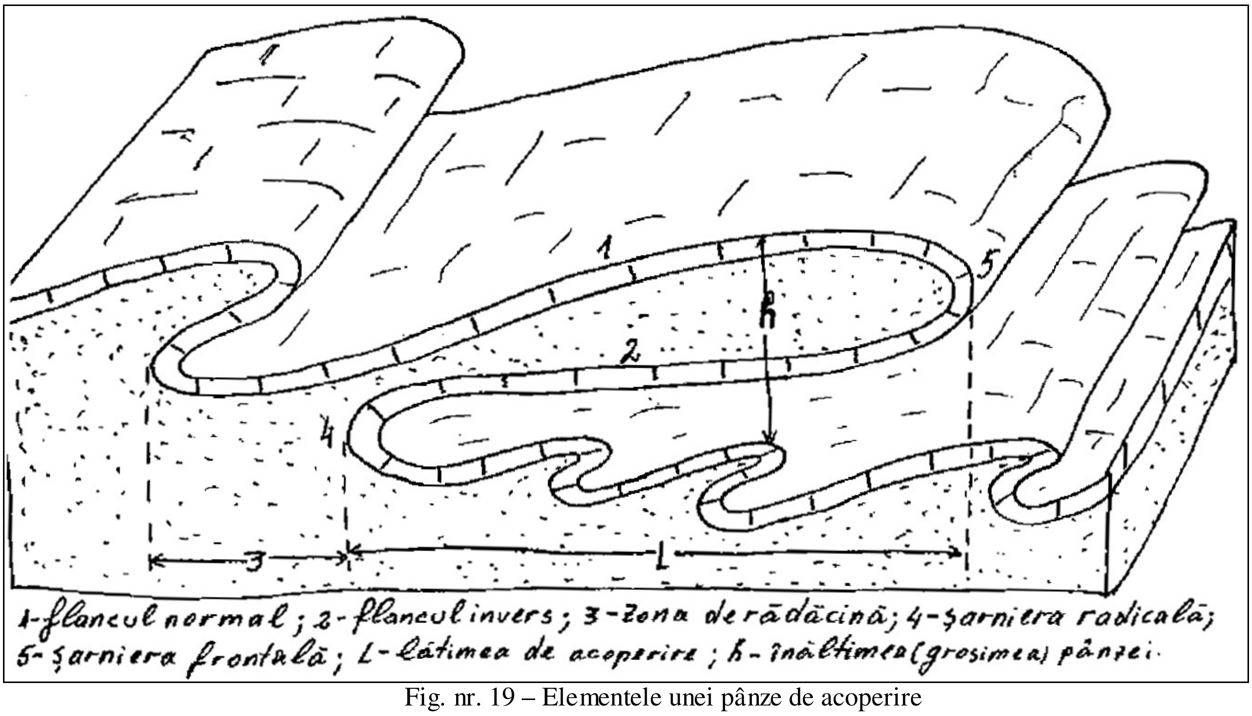


Fig. nr. 19 – Elementele unei pânze de acoperire

3.2.2. ***Pânzele de şariaj***

Acestea reprezintă supraîncălecări datorită cărora mase mari de roci sunt deplasate pe distanţe mari de-a lungul unei suprafeţe de fractură, care lipseşte la pânzele de acoperire. Suprafaţa de rupturii în lungul căreia a avui loc alunecarea corpului pânzei peste autohton, poartă numele de suprafaţă de şariaj.

Spre deosebire de pânzele de acoperire, la pânzele de şariaj lipseşte flancul invers, el fiind înlocuit cu suprafaţa de şariaj. Elementele tectonice cu care se vehiculează în legătură cu pânzele

de şariaj sunt: *fereastra tectonică*; *semifereastra tectonică*; *peticul de acoperire* (*klippă tectonică*); *peticul de împingere* (*lamă de rabotaj*); *capul tectonic*; *lăţimea şariajului* şi *lăţimea minimă a şariajului*.

Aceste elemente tectonice rezultă atât din complicaţiile tectonice care se produc în timpul proceselor de şariaj, cât şi factorilor erozionali care acţionează ulterior. O parte din aceste elemente sunt vizibile în secţiuni şi blocdiagrame, iar o altă parte pe hărţile geologice.

- *Fereastra tectonică* este o deschidere făcută în corpul pânzei, care scoate autohtonul sub forma unei insule la zi;

- *Semifereastra tectonică* diferenţa faţă de situaţia anterioară constă că autohtonul prezintă o formă semi închisă, asemănătoare unui golf;

- *Peticul de acoperire* (*Klippa*) - reprezintă o porţiune izolată din pânză, ca urmare a proceselor de eroziune, înconjurată în totalitate de autohton;

- *Lamboul de împingere* (*lama de rabotaj*) - este un pachet de strate antrenat de-a lungul planului de şariaj, fiind cuprins între plan şi o falie satelit. Pachetul de strate poate proveni din autohton;

- *Capul tectonic* - reprezintă o porţiune din fruntea pânzei de formă peninsulară, care tinde să evolueze spre un petic de acoperire;

- *Digitaţia* - este o ramificare frontală a unei pânze de şariaj;

- *Duplicatura* - reprezintă o dedublare a autohtonului;

- *Lăţimea minimă de şariaj* - reprezintă distanţa măsurată pe hartă, între partea cea mai avansată a pânzei (un petic de acoperire sau fruntea pânzei) şi cea mai retrasă (o fereastră tectonică);

- *Lăţimea* reală a şariajului - se poate estima numai dacă se cunoaşte zona de rădăcină.

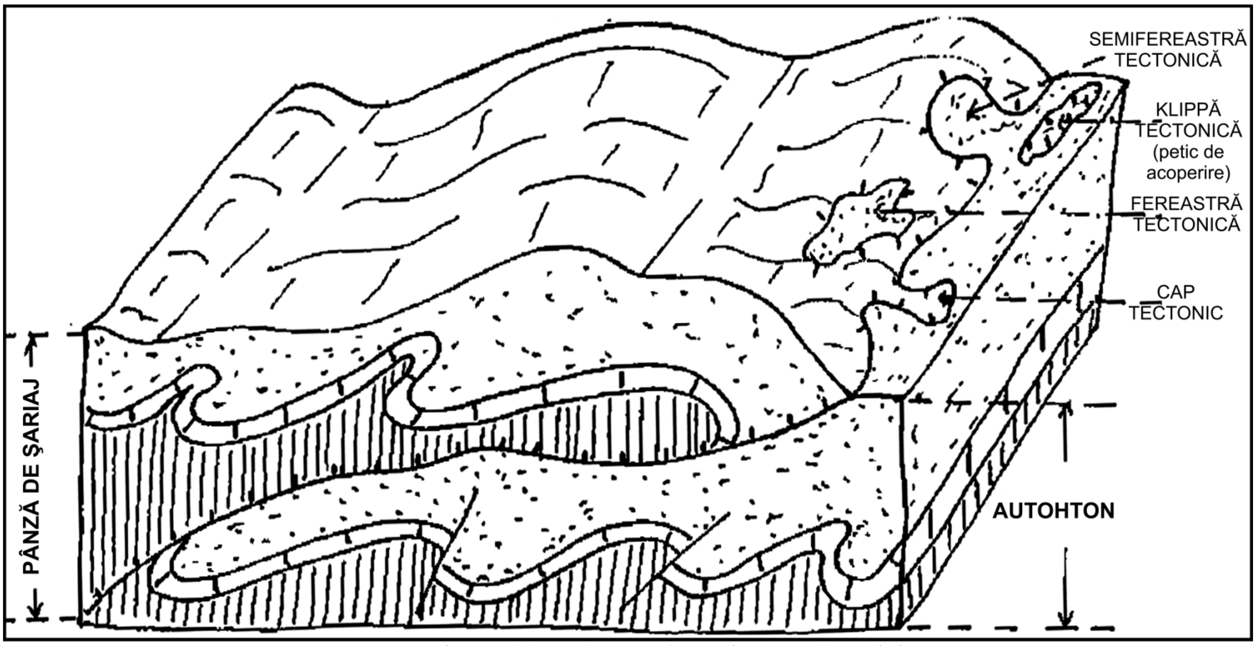


Fig. nr. 20 – Elementele unei pânze de şariaj

O clasificare genetică generală a pânzelor tectonice distinge:

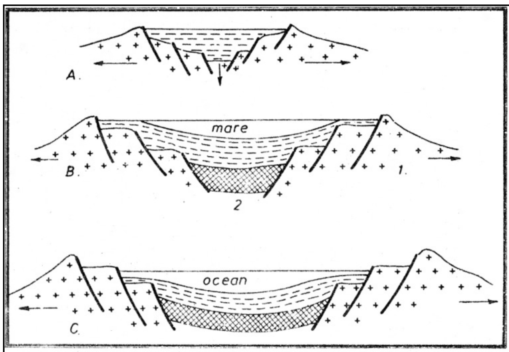
1. *Pânze de supracutare* (gradul I) – sunt legate genetic de procesele cutare din scoarţă din zonele de compresiune;

2. *Pânze de forfecare* (gradul II) - sunt independente de procesele de cutare, acestea luând naştere prin exagerarea unor fracturi crustale cu înclinări mici;

3. *Pânze de decolare gravitaţională* (gradul III) – sunt legate genetic de procesele gravitaţionale majore care au loc pe versanţi.

4. *Structuri de distensiune şi de compresiune majore*

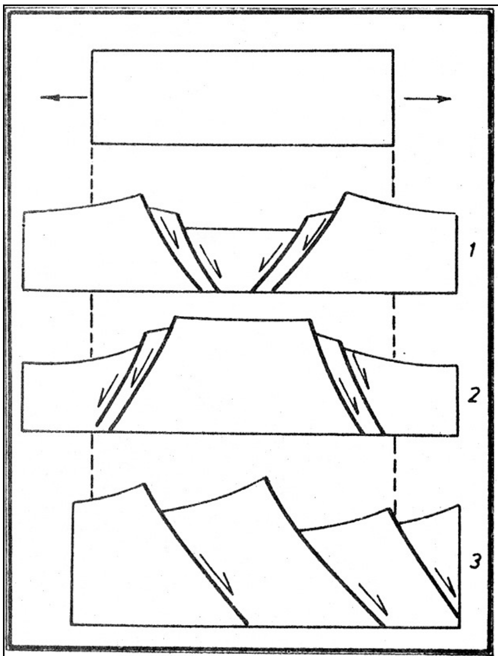
a. ***Structuri de distensiune*:** grabenele, horsturile, rifturile continentale, rifturile oceanice (fig. nr. 21, 22).



Stadiile de evoluţie a structurilor tectonice de distensiune de nivel superior(din Perrodon, 1977):A.Stadiu de graben simplu-tip văile de rift africane;B.Stadiu de tip Marea Roşie;C.Stadiu de tip Atlantic;1.Scoarţă sialică;2.Scoarţă oceanică

Fig. nr. 21 – Structuri distensive de tip graben

Grabenele sunt depresiuni tectonice cu flancurile simetrice, afectate de falii normale. În opoziţie, horsturile sunt forme pozitive (înălţate), cu flancurile de asemenea afectate de falii normale.



Structuri de distensiune regională:1.Graben;2.Horst; 3.Semigrabene şi semihorsturi

Fig. nr. 22 – Structuri distensive de tip graben şi horst

b. ***Structuri de compresiune*:** structurile care iau naştere în legătură cu zonele de subducţie (de ex. orogenele cu structură în pânze de şariaj) (fig. 23).

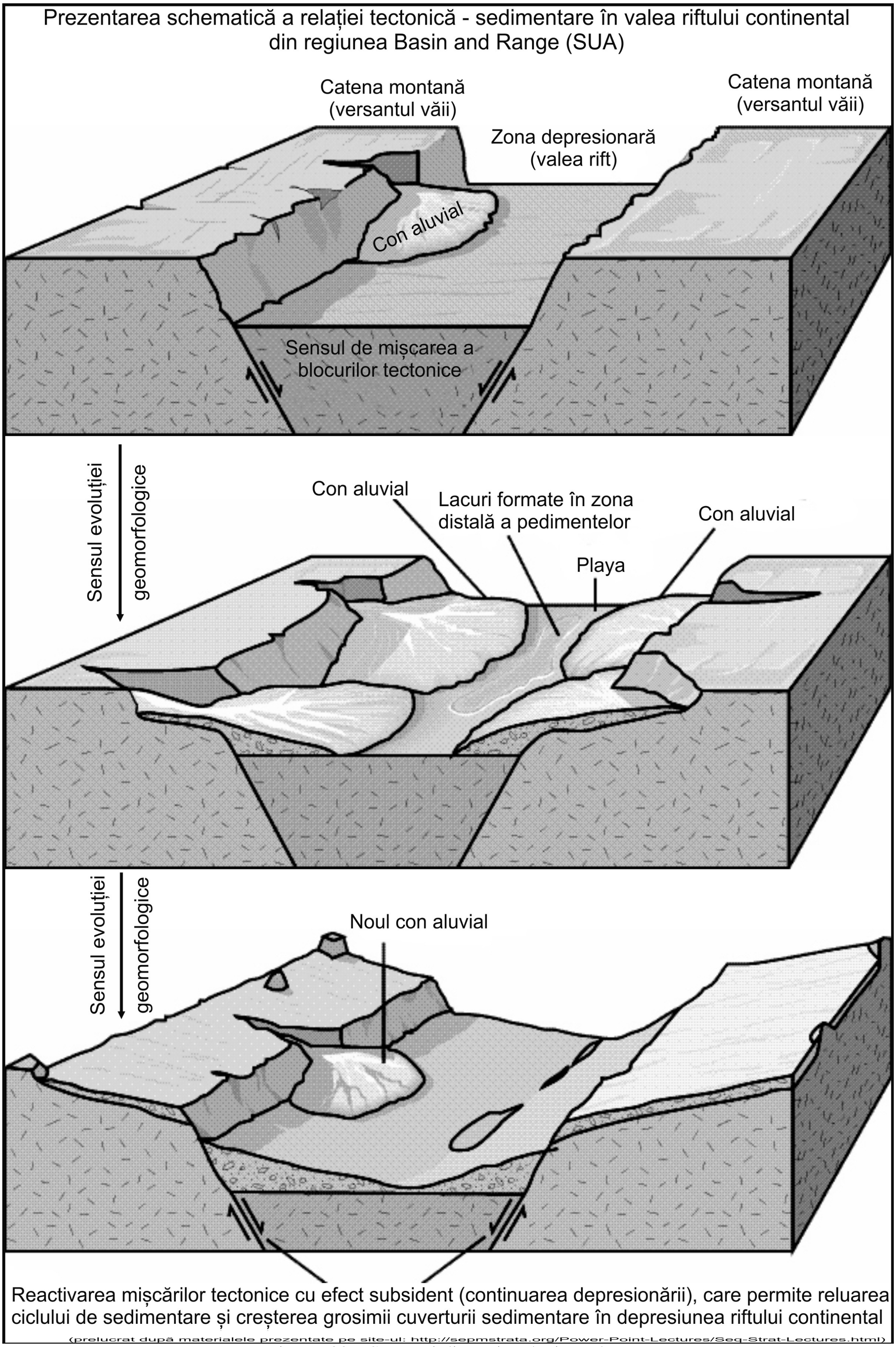
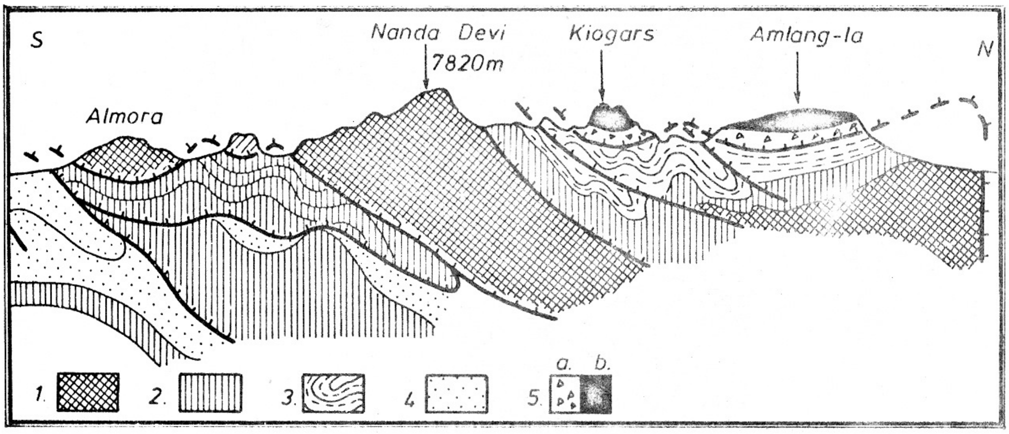


Fig. nr. 22 – Structuri distensive de tip graben



Secţiune geologică generală prin pînzele de şariaj din M.Himalaia(după Gansser):1.Precambrian;2.Paleozoic;3.Mezozoic(Fliş);4.Neozoic;5a.Olistostrome;5b.Ofiolite

Fig. nr. 23 – Structură de orogen în pânze de şariaj realizată în procesele de subducţie (stadiile compresive)